

Drempel-nietlineariteit in ondiepe grondwaterregimes

In opdracht van het Ministerie van Landbouw, Natuur en Voedselkwaliteit, Directie
Wetenschap en Kennis

Drempel-nietlineariteit in ondiepe grondwaterregimes

Modellering van hoogfrequente reeksen met TARSO, DR, KALMAX, KALTFN, SSD en SWAP

M. Knotters, P.C. Jansen

Alterra-Rapport 981

Alterra, Wageningen, 2004

REFERAAT

Martin Knotters, Peter Jansen, 2004. *Drempel-nietlineariteit in ondiepe grondwaterregimes; Modelleren van hoogfrequente reeksen met TARSO, DR, KALMAX, KALTFN, SSD en SWAP*. Wageningen, Alterra-Rapport 981. 56 blz. 17 fig.; 15 tab.; 28 ref.

Grondwaterregimes in natte natuurterreinen vertonen drempel-nietlineariteit, omdat hoge grondwaterstanden worden afgetopt door een grote oppervlakkige afvoer naar bijvoorbeeld greppels en terreindepressies. Daarnaast reageert de grondwaterstand in deze terreinen zeer snel op veranderingen in het neerslagoverschot. Een model voor de relatie tussen het neerslagoverschot moet drempel-nietlineariteit bevatten, en worden gekalibreerd op hoogfrequente waarnemingen teneinde de korte responstijden goed te kunnen beschrijven. Het TARSO-model, dat drempel-nietlineariteit in rekening brengt, is toegepast op reeksen met een uurfrequentie. Bij verschillende waarnemingsfrequenties zijn de nauwkeurigheid van de fits vergeleken van de niet-lineaire modellen TARSO, SSD en SWAP, en de lineaire modellen DR, KALMAX en KALTFN. De fits van de niet-lineaire modellen bleken nauwkeuriger dan die van de lineaire. De verhouding tussen nauwkeurigheid van de deterministische fit en meetinspanning is het gunstigst bij SWAP en dagelijkse waarnemingen. Met SWAP kunnen echter niet zonder meer stochastische simulaties worden uitgevoerd.

Trefwoorden: tijdreeksanalyse, grondwaterdynamiek, waarnemingsfrequentie, stochastische component, stochastische differentiaalvergelijking

ISSN 1566-7197

Dit rapport kunt u bestellen door Euro 18,- over te maken op banknummer 36 70 54 612 ten name van Alterra, Wageningen, onder vermelding van Alterra-Rapport 981. Dit bedrag is inclusief BTW en verzendkosten.

© 2004 Alterra

Postbus 47; 6700 AA Wageningen; Nederland

Tel.: (0317) 474700; fax: (0317) 419000; e-mail: info.alterra@wur.nl

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van Alterra.

Alterra aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

Inhoudsopgave

Woord vooraf	7
Samenvatting	9
1 Inleiding	11
1.1 Achtergrond en probleemstelling	11
1.2 Doel van het onderzoek	12
1.3 Opbouw van het rapport	13
2 Materialen en methoden	15
2.1 Grondwaterstanden	15
2.2 Meteorologische data	17
2.3 TARSO en DR	19
2.3.1 Beschrijving van het TARSO-model en het DR-model	19
2.3.2 Selectie van TARSO-modellen	20
2.3.3 Kalibratie van TARSO- en dynamische regressiemodellen	21
2.4 KALMAX	22
2.5 KALTFN	22
2.6 SSD	23
2.6.1 Beschrijving van het model SSD	23
2.6.2 Parametrisatie van de meetplek	24
2.7 SWAP	25
2.7.1 Beschrijving van het model SWAP	25
2.7.2 Parametrisatie van de meetplek	27
2.8 Evaluatie van de deterministische fit	29
3 Resultaten	31
3.1 Inleiding	31
3.2 Dynamische regressiemodellen (DR)	31
3.3 TARSO	32
3.4 KALMAX	34
3.5 KALTFN	35
3.6 SSD	35
3.7 SWAP	36
3.7.1 Neerslag en verdamping	36
3.7.2 Aan- en afvoer van grondwater	37
3.7.3 Resultaten van de evaluatie van de deterministische fit	38
3.7.4 Analyse van de residuen van SWAP	38
3.7.5 Discussie	38
3.8 Modelkeuze en meetfrequentie	39

4 Conclusies en aanbevelingen	41
Bibliografie	45
Bijlagen	47
A Gekalibreerde TARSO-modellen	47
B Grafische weergave van de fits van de modellen	53

Woord vooraf

Voor u ligt het rapport “Drempel-nietlineariteit in ondiepe grondwaterregimes” dat opgesteld is ten behoeve van verbetering van de beschrijving van de grondwaterstandsfluctuatie in zeer ondiepe grondwaterregimes. Deze regimes komen voornamelijk voor in natuurterreinen. Voor een goed inzicht in de abiotische terreincondities is het van belang de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand te kennen. In deze relatie moet rekening worden gehouden met de zogenaamde drempel-nietlineariteit in de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand, die bij zeer ondiepe regimes evident is door de grote oppervlakkige afvoer. Bovendien moeten er, gezien de korte reactietijden in zeer ondiepe regimes, zeer frequente metingen beschikbaar zijn van zowel neerslag, verdamping als grondwaterstand. Ten slotte moeten neerslag en grondwaterstand op dezelfde locatie zijn waargenomen. Deze eisen maakten het noodzakelijk dat gedurende ca. anderhalf jaar uurwaarnemingen van grondwaterstand en neerslag zijn verricht in verschillende ‘natte’ natuurterreinen.

Dit rapport bevat een beschrijving en een discussie van de resultaten van verschillende lineaire en niet-lineaire modellen voor de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. De conclusies hebben betrekking op modelkeuze en minimaal benodigde meetinspanningen.

Het onderzoek is verricht met financiering vanuit de onderzoeksprogramma’s 395 (Basis- en kerngegevens bovengrond) en 417 (Waterbeheer) van de Directie Wetenschap en Kennis van het Ministerie van Landbouw, Natuur en Voedselkwaliteit. Cor Beets (Staatsbosbeheer) en Sake van der Schaaf (Wageningen Universiteit) bedanken wij voor het verzamelen en beschikbaar stellen van de data en hun inhoudelijke inbreng. Cor Beets bedanken wij tevens voor zijn waardevolle opmerkingen bij het manuscript. Eduard Hummelink en Tonnie van Steenbergen (beide Alterra) bedanken wij voor het verrichten van bodemfysische metingen aan veenmonsters.

Wageningen, juli 2004

Samenvatting

In natuurgebieden met ondiepe grondwaterregimes worden hoge grondwaterstanden afgetopt door oppervlakkige afvoer naar greppels en terreindepressies. Hierdoor is de relatie tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand niet-lineair. Daarnaast reageren grondwaterstanden in deze regimes zeer snel op veranderingen in het neerslagoverschot. Om de samenhang tussen neerslagoverschot en grondwaterstand goed te kunnen modelleren is het daarom noodzakelijk over hoogfrequente waarnemingen van grondwaterstand en neerslag te beschikken. De neerslagwaarnemingen moeten bovendien op dezelfde locaties worden verricht als de grondwaterstandswaarnemingen. Met verschillende modellen kunnen ondiepe grondwaterregimes worden gemodelleerd. Deze modellen kunnen lineair of niet-lineair zijn, en meer of minder zijn gebaseerd op fysische kennis.

De **onderzoeksdoelen** zijn: 1) de operationalisatie van het TARSO-model, dat drempel-nietlineariteit beschrijft, voor toepassing op reeksen die met een uurfrequentie in natuurterreinen zijn waargenomen; 2) vergelijking bij verschillende waarnemingsfrequenties van de nauwkeurigheid van de fit van TARSO, het dynamische regressiemodel (DR), KALMAX, KALTFN, SSD en SWAP, en 3) bepaling van de optimale waarnemingsfrequentie voor ondiepe, snel reagerende, grondwaterregimes.

De analyses hebben betrekking op waarnemingen die zijn verricht in het natuurgebied Wijnjeterperschar in Zuidoost-Friesland. De grondwaterstand en de neerslag zijn hier ieder uur geregistreerd tussen 27 september 2002 en 11 januari 2004. De bodem bestaat uit 15 cm moerig materiaal op dekzand. Op 60 cm diepte begint keileem. Hoge grondwaterstanden worden afgetopt door oppervlakkige afvoer naar een greppel en berging in terreindepressies.

Het TARSO-model onderscheidt verschillende regimes in de grondwaterstandsfluctuatie, die gescheiden worden door drempels. Voor elk regime geldt een aparte lineaire relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. Het aantal regimes, de ligging van de drempels en de autoregressieve structuren van de relaties worden geselecteerd op basis van een criterium (BIC), dat een afweging maakt tussen nauwkeurigheid van de fit en modelcomplexiteit. Het DR-model is in feite een TARSO-model met slechts één regime.

KALMAX en KALTFN zijn lineaire modellen voor de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand, ingebed in een Kalmanfilter-algorithme. Hierdoor is het mogelijk om onregelmatig of minder frequent waargenomen grondwaterstanden te

modelleren op basis van de uurfrequentie van de neerslagoverschotreks. De stochastische differentiaalvergelijking (SSD) geeft een sterk vereenvoudigde fysische, niet-lineaire beschrijving van de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. Evenals KALMAX en KALTFN is SSD ingebed in een Kalmanfilter-algorithme. SWAP is een fysisch-mechanistisch model dat gedetailleerd de stroming van water in de onverzadigde zone beschrijft. In tegenstelling tot de alternatieve modellen geeft SWAP uitsluitend een deterministische beschrijving van het grondwaterstandsverloop; het model heeft geen stochastische component. Met SWAP kan de grondwaterstand ten hoogste op basis van een dagfrequentie worden gemodelleerd.

De nauwkeurigheid van de fits van de verschillende modellen is geëvalueerd bij waarnemingsfrequenties van 1, 3, 6, 12 en 24 uur. De evaluatiecriteria zijn de gemiddelde fout (ME), de wortel van het gemiddelde van de gekwadeerde fouten ($RMSE$), de gemiddelde absolute fout (MAE) en het percentage verklaarde variantie (R^2_{adjusted}). Het TARSO-model met één drempel blijkt betere fits te geven dan de lineaire alternatieven DR, KALMAX en KALTFN, bij meetintervallen van 3, 6, 12 en 24 uur. Voor de deterministische component van SSD geldt bij deze frequenties een nauwkeurigheid die vergelijkbaar is met de resultaten voor TARSO. De stochastische component van SSD bleek niet te kunnen worden gekalibreerd. SWAP is uitsluitend toegepast op de dagfrequentie (meetinterval 24 uur), en geeft hierbij een bijna even nauwkeurige fit als het TARSO-model met één drempel bij een meetinterval van 3 uur (= acht maal zoveel waarnemingen). De residuen van SWAP bleken echter gecorreleerd te zijn met de deterministische component (cross-correlatiecoëfficiënten tot ca. 0.5), waardoor het niet zonder meer mogelijk is de residuen als een additieve stochastische component te modelleren, en stochastische simulaties dus niet zonder meer kunnen worden uitgevoerd.

Uit de analyses van de reeks in Wijnjeterperschar blijkt dat een nauwkeurige beschrijving van het ondiepe grondwaterregime met drempel-nietlineariteit mogelijk is met een TARSO-model met één drempel, bij meetintervallen van 3, 6, 12 of 24 uur, met een optimum bij 3 uur. De niet-lineaire modellen TARSO, SWAP en SSD blijken nauwkeuriger fits op te leveren dan de lineaire alternatieven DR, KALMAX en KALTFN. Het model SWAP blijkt de gunstigste verhouding op te leveren tussen nauwkeurigheid van de deterministische fit en meetinspanning: bij een meetinterval van 24 uur geeft SWAP bijna even nauwkeurige resultaten als TARSO bij een meetinterval van 3 uur. Ten opzichte van eerdere analyses op basis van halfmaandelijke waarnemingen gedurende circa 4 jaar, leveren de huidige analyses op basis van hogere frequenties gedurende circa 15 maanden nauwkeuriger modellen op.

Het verdient aanbeveling om de kalibratieprocedure van SSD te verbeteren; het bleek niet mogelijk om de stochastische component gekalibreerd te krijgen op hoogfrequente waarnemingen. Doordat op andere locaties (Haaksbergerveen, de Meije) defecten waren opgetreden aan de meetapparatuur moesten de analyses noodgedwongen beperkt blijven tot de data die in Wijnjeterperschar zijn verzameld. Het verdient aanbeveling om op de andere locaties de metingen voort te zetten en ook voor deze data analyses uit te voeren, zodat de conclusies ten aanzien van modelkeuze en meetfrequentie op resultaten uit verschillende gebieden kunnen worden gebaseerd. Ten slotte verdient het aanbeveling om de metingen op alle locaties voort te zetten, zodat er voldoende onafhankelijke data zijn om een *validatie* uit te voeren. Hiermee kan inzicht worden verkregen in de praktische toepasbaarheid van modellen.

Hoofdstuk 1

Inleiding

1.1 Achtergrond en probleemstelling

Een belangrijk deel van de ecologisch waardevolle vegetaties is afhankelijk van permanent natte omstandigheden. Kleine veranderingen in de waterhuishouding kunnen voor dergelijke vegetaties al desastreuze gevolgen hebben omdat zich bijvoorbeeld een (zure) regenwaterlens vormt, of omdat door mineralisatie de beschikbaarheid van nutriënten sterk toeneemt. Voor het beheer van deze vegetaties is het daarom van belang om inzicht te hebben in de hydrologie. Daarvoor kan gebruik gemaakt van grondwaterstanden die in veel natuurgebieden worden gemeten. Om de grondwaterstand onder uiteenlopende omstandigheden te kunnen voorspellen zal echter gebruik moeten worden gemaakt van modellen. Deze modellen kunnen worden gekalibreerd en gevalideerd op waargenomen grondwaterstanden.

In ondiepe grondwatersystemen worden ondiepe grondwaterstanden afgetopt door oppervlakkige afvoer naar ontwateringsmiddelen zoals greppels en slootjes of naar terreindepressies. Als gevolg van deze oppervlakkige afvoer valt de samenhang tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand uiteen in twee regimes: een regime voor grondwaterstanden boven het ontwateringsniveau en een regime voor grondwaterstanden onder het ontwateringsniveau. Dit wordt een drempel-nietlineariteit genoemd, met het ontwateringsniveau als drempel (Knotters en De Gooijer, 1999). De meeste modellen die worden gebruikt om de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand te beschrijven brengen deze drempel-nietlineariteit niet expliciet in rekening. Deze modellen zijn het transfer-ruismodel ('Box-Jenkinsmodel') (van Geer en Defize, 1987, bijvoorbeeld), KALMAX, KALTFN, SSD en EMERALD (Bierkens et al., 2002) en PIRFICT (von Asmuth et al., 2001, 2002). Het fysisch-mechanistische model SWAP (van Dam, 2000) daarentegen beschrijft (onder meer) drempel-nietlineariteit in de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. SWAP is echter gelimiteerd tot een waarnemingsfrequentie van ten hoogste één dag, terwijl in deze studie ook hogere frequenties zullen worden onderzocht. Bovendien heeft SWAP, in tegenstelling tot de alternatieve modellen, gedetailleerde informatie nodig over bodemfysica en drainagemiddelen. Het TARSO-model is een empirisch model dat de drempel-nietlineariteit expliciet beschrijft. Knotters en De Gooijer (1999) toonden aan dat het TARSO-model reeksen met een sterke drempel-nietlineariteit goed beschrijft in vergelijking met het transfer-ruismodel en

SWAP. Het TARSO-model is echter nog niet zo ver geoperationaliseerd dat het kan worden gebruikt om grote aantallen hoogfrequente reeksen te analyseren. Bovendien is er nog geen ervaring opgedaan met de ondiepe grondwaterregimes in natuurterreinen.

Naast het optreden van drempel-nietlineariteit is het bekend dat in de ondiepe systemen die in natuurterreinen voorkomen de grondwaterstand zeer snel reageert op veranderingen in het neerslagoverschot. De gebruikelijke halfmaandelijke frequentie waarmee de grondwaterstand wordt waargenomen zal daarom vaak niet toereikend zijn om de relatie met het neerslagoverschot te kunnen beschrijven (Knotters en Bierkens, 1999a). Met automatische meetapparatuur is het mogelijk om grondwaterstand en neerslag ieder uur te meten. Er is behoefte aan inzicht in de frequentie die optimaal is om snel reagerende systemen te modelleren.

1.2 Doel van het onderzoek

Het onderzoek heeft de volgende doelstellingen:

1. Operationalisatie van het TARSO-model voor toepassing op grondwaterstanden die met een uurfrequentie zijn waargenomen in natte natuurterreinen;
2. Vergelijking van de nauwkeurigheid van de fit van het TARSO-model met die van de alternatieve modellen (dynamisch regressiemodel (DR), KALMAX, KALTFN, SSD en SWAP) bij verschillende waarnemingsfrequenties;
3. Bepaling van de optimale waarnemingsfrequentie voor ondiepe grondwatersystemen.

Voor doel 1 wordt op basis van Tong (1983), Knotters en De Gooijer (1999) en Knotters en Bierkens (2000) een computerprogramma geschreven dat TARSO-modellen selecteert die eenvoudig fysisch interpreteerbaar zijn en waarmee lange reeksen van uurwaarnemingen probleemloos geanalyseerd kunnen worden. Ten behoeve van doel 2 zullen TARSO, DR, KALMAX, KALTFN, SSD en SWAP worden toegepast op reeksen met frequenties van 1, 3, 6, 12 en 24 uur en zullen de fits met elkaar worden vergeleken aan de hand van een aantal criteria voor de overeenstemming tussen model en waarnemingen. Doel 3 zal worden onderzocht door de nauwkeurigheden van de fits die bij verschillende waarnemingsfrequenties (1, 3, 6, 12 en 24 uur) worden bereikt met elkaar te vergelijken.

Voor dit onderzoek werden grondwaterstanden en neerslagsommen op uurbasis waargenomen vanaf medio 2002 op drie locaties: de schraalgraslanden bij de Meije (Zuid-Holland), het Haaksbergerveen (Overijssel) en Wijnjeterperschar (Friesland). Door defecten en vandalisme waren de reeksen uit de eerste twee gebieden van onvoldoende kwaliteit of lengte om in de analyses te worden gebruikt. Noodgedwongen blijven de analyses dus beperkt tot de reeksen die zijn verzameld in Wijnjeterperschar.

1.3 Opbouw van het rapport

Hoofdstuk 2, ‘Materialen en methoden’, begint in paragraaf 2.1 met een bodemkundige, hydrologische en landschappelijke beschrijving van de meetlocatie in Wijnjetterschar (Fr.), waar de grondwaterstanden zijn waargenomen die in deze studie zijn gebruikt. Vervolgens worden de grondwaterstandswaarnemingen toegelicht. Paragraaf 2.2 beschrijft de uurwaarnemingen van de neerslag en de wijze waarop de verdampingsdata zijn neergeschaald van dagfrequentie naar uurfrequentie.

Vervolgens komen in hoofdstuk 2 het TARSO-model en de alternatieve modellen aan de orde. Paragraaf 2.3 presenteert het TARSO-model, dat drempel-nietlineariteit in de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand beschrijft, en het dynamische regressiemodel (DR), dat overeenkomt met het TARSO-model, maar geen drempels onderscheidt en dus een lineair alternatief voor het TARSO-model vormt. Paragraaf 2.4 en 2.5 beschrijven respectievelijk de lineaire modellen KALMAX en KALTFN. Het model SSD (paragraaf 2.6) is een niet-lineair model, in die zin dat het rekening houdt met het feit dat de berging in de onverzadigde zone varieert met de grondwaterstand. KALMAX, KALTFN en SSD zijn alle ingebed in een Kalmanfilter-algoritme, waardoor het mogelijk is de grondwaterstand te modelleren op de (hogere) frequentie van het neerslagoverschot (Bierkens et al., 1999). Paragraaf 2.7 gaat in op het fysisch-mechanistische model SWAP. Ten slotte worden in paragraaf 2.8 de evaluatiecriteria gegeven op basis waarvan de modellen met elkaar worden vergeleken bij verschillende waarnemingsfrequenties.

Hoofdstuk 3 presenteert en bediscussieert de resultaten van de kalibratie en evaluatie van achtereenvolgens DR, TARSO, KALMAX, KALTFN, SSD en SWAP. De kalibratieresultaten van TARSO zijn samengevat in Bijlage A. Bijlage B geeft een grafische weergave van de fits van de diverse modellen. Het rapport eindigt met conclusies en aanbevelingen ten aanzien van modelkeuze en meetfrequentie in hoofdstuk 4.

Hoofdstuk 2

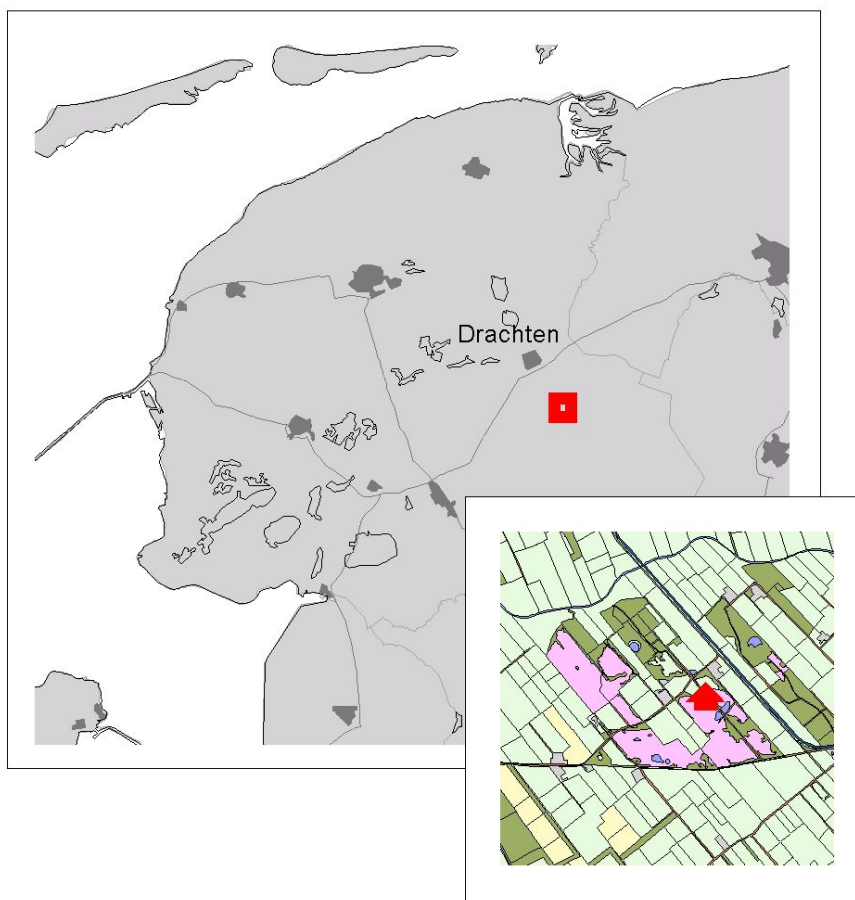
Materialen en methoden

2.1 Grondwaterstanden

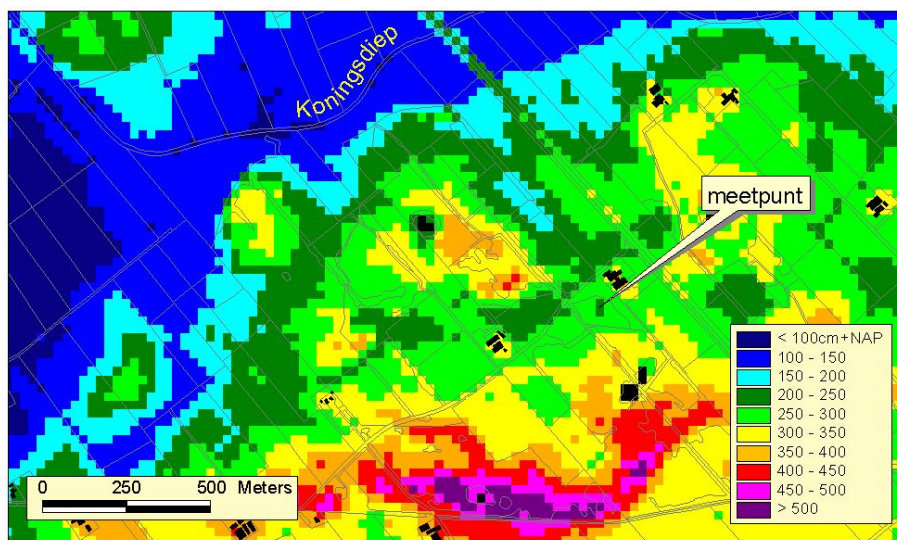
In deze studie zijn grondwaterstanden en neerslagcijfers gebruikt die zijn verzameld in het natuurgebied ‘Wijnjeterperschar’, een gebied van ca. 100 ha groot in het zuidoosten van de provincie Friesland. Figuur 2.1 geeft de locatie van buis ‘B138’ aan en figuur 2.3 geeft een impressie van de ligging in het landschap. Een bodemkundige profielbeschrijving staat in tabel 2.1. Volgens het systeem van bodemclassificatie voor Nederland (de Bakker en Schelling, 1989) moet deze grond worden gerekend tot de broekeerdgronden. Op een diepte van 60 cm bevindt zich reeds keileem. Beets et al. (2000) geven een gedetailleerde beschrijving van de omgeving van de buis. Het gebied behoort tot het Drents keileemplateau, en ligt op de overgang naar het dal van het Oud- of Koningsdiep. Het gebied loopt af van ca. 5 m+NAP in het zuidoosten naar ca. 1 m+NAP nabij het Koningsdiep in het noordwesten, zie figuur 2.2. Zoals figuur 2.3 laat zien bestaat het gebied vooral uit heidevegetaties en schraalgraslanden. Middenin het gebied ligt een enclave bestaande uit een boerderij met landbouwgronden.

De hydrologie is in de jaren zestig beïnvloed door de kanalisatie van het Koningsdiep, in het kader van de gelijknamige ruilverkaveling. Bovendien werd er middenin het gebied een nieuwe boerderij gebouwd; de ontwatering van de bijbehorende landbouwgronden heeft ook invloed op de hydrologie van de omringende natuurterreinen. Aan de rand van het perceel waarin zich de buis bevindt ligt een ondiepe, slecht onderhouden greppel. Deze greppel voert in natte perioden water af waardoor de waterstanden rond het maaiveldsniveau worden afgevlakt.

Voor deze studie zijn de grondwaterstanden met intervallen van een uur geregistreerd met een *diver*, in cm t.o.v. NAP. Figuur 2.4 geeft de grondwaterstandstijdreeks weer. In de periode tussen circa 25 augustus en 5 oktober 2003 verloopt de grondwaterstand vrijwel horizontaal. Na een controle in het veld bleek dat in deze periode de grondwaterstandsbuis is drooggevallen. Feitelijk is de onderkant van het filter geregistreerd, en niet de grondwaterstand die zich in die periode dieper bevond. Met deze zogenaamde gecensureerde waarnemingen kan verschillend worden omgegaan. In deze studie is, afhankelijk van het model dat is gebruikt, ervoor gekozen om de gecensureerde waarnemingen te verwijderen en te beschouwen als *missing values*, of



Figuur 2.1. Locatie van de grondwaterstandsbuis



Figuur 2.2. Hoogteligging van Wijnjeterperschar volgens het AHN



Figuur 2.3. Landschappelijke ligging van de grondwaterstandsbuis

Tabel 2.1. Bodemkundige profielbeschrijving van de locatie van buis B138 in Wijnjeterperschar. Bron: Beets et al. (2000)

hori- zont (cm-m.v.)	diepte	moeder- materiaal	leem (% < 50 μ m)	klei (% < 2 μ m)	M50 (μ m)	org. stof (%)	kalk	roest	gley
S	-3 - 0	veenmos	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	-	-	-	-
OfM	0 - 6	veenmosveen	n.v.t.	n.v.t.	n.v.t.	85	-	-	-
AOh	6 - 15	moerig	24	7	160	17	-	-	-
Ahg	15 - 24	dekzand	24	7	160	6	-	2	1
1Cg	24 - 60	dekzand	16	2	160	< 1	-	2	-
2Cg	60 - 100	keileem	60	22	n.v.t.	< 1	-	2	2
3Cr	> 100	keizand	16	2	160	< 1	-	1	3

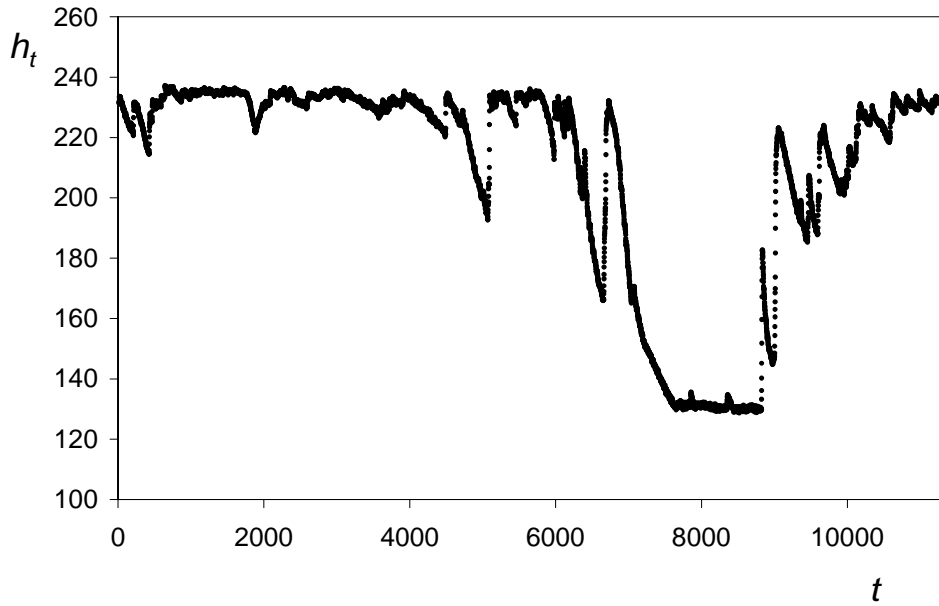
- geen; 1 weinig; 2 matig (gemiddeld); 3 veel

de waarnemingen te handhaven en eventueel te modelleren als een apart regime.

Uit figuur 2.4 blijkt duidelijk dat de grondwaterstand wordt afgevlakt rond een niveau van ca. 230 cm+NAP. Dit is een vorm van drempel-nietlineariteit.

2.2 Meteorologische data

De neerslag is in de directe nabijheid van de grondwaterstandsbuis per uur waargenomen met een *tipping bucket*, in mm. Figuur 2.6a toont een tijdreeks van de neerslag. Van de potentiële referentiegewasverdamping zijn geen waarnemingen op uurbasis beschikbaar. De etmaalsommen die zijn waargenomen in het KNMI-station



Figuur 2.4. Tijdreeks van uurwaarnemingen van de grondwaterstand in buis B138 bij Wijnjeterperschar. h_t is de grondwaterstand in cm+NAP. t is de tijdsindex in uren, $t = 1$ komt overeen met 1 uur 's morgens op 27 september 2002. De reeks eindigt op 11 januari 2004 om 12 uur 's nachts.

Eelde zijn neergeschaald naar de uurfrequentie door te wegen naar het gemiddelde temperatuursverloop in een etmaal. Er is hierbij een sinusverdeling over een etmaal aangenomen met een minimum om 3.00 uur, een maximum om 15.00 uur en een verhouding minimum/maximum = 1/3. De neerschaling is dan als volgt:

$$E_t = w_t E_{\text{etmaal}} , \quad (2.1)$$

waarin $t = 1 \dots 24$ het uur aangeeft, en

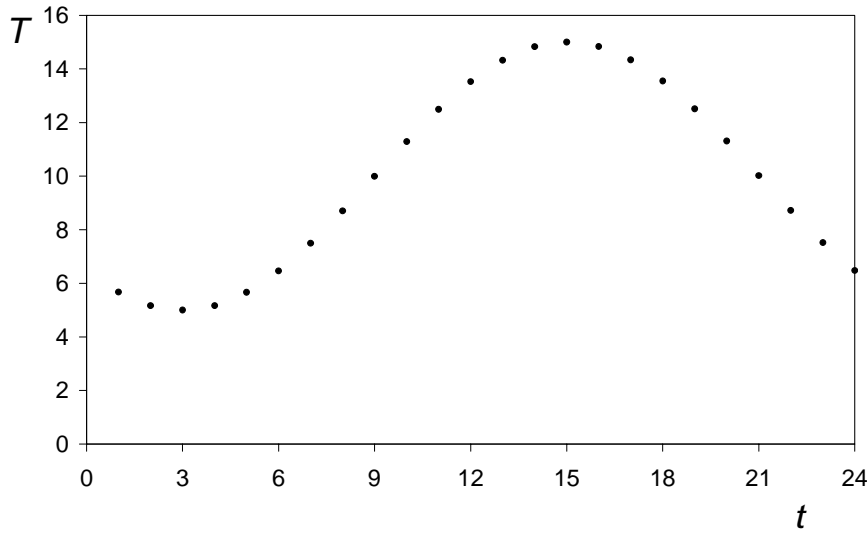
$$w_t = \frac{T_t}{\sum_{i=1}^{24} T_i} ,$$

met

$$T_t = 10 - 5 \sin \left(\frac{6.28 \times t}{24} + \frac{3 \times 6.28}{24} \right)$$

als benadering van het gemiddelde temperatuurverloop over een etmaal. Dit benaderde gemiddelde temperatuursverloop is weergegeven in figuur 2.5. De neergeschaalde verdampingscijfers op uurbasis zijn weergegeven in figuur 2.6b.

Figuur 2.6c geeft het potentiële neerslagoverschot weer, dat is berekend als het verschil tussen neerslag en potentiële referentiegewasverdamping. Uit figuur 2.6a tot en met 2.6c blijkt dat het aandeel van de neerslag het grootst is in de temporele variatie van het neerslagoverschot.



Figuur 2.5. Benadering van het gemiddelde temperatuurverloop over een etmaal. T is de temperatuur in °Celsius, t is de tijdsindex in uren

2.3 TARSO en DR

2.3.1 Beschrijving van het TARSO-model en het DR-model

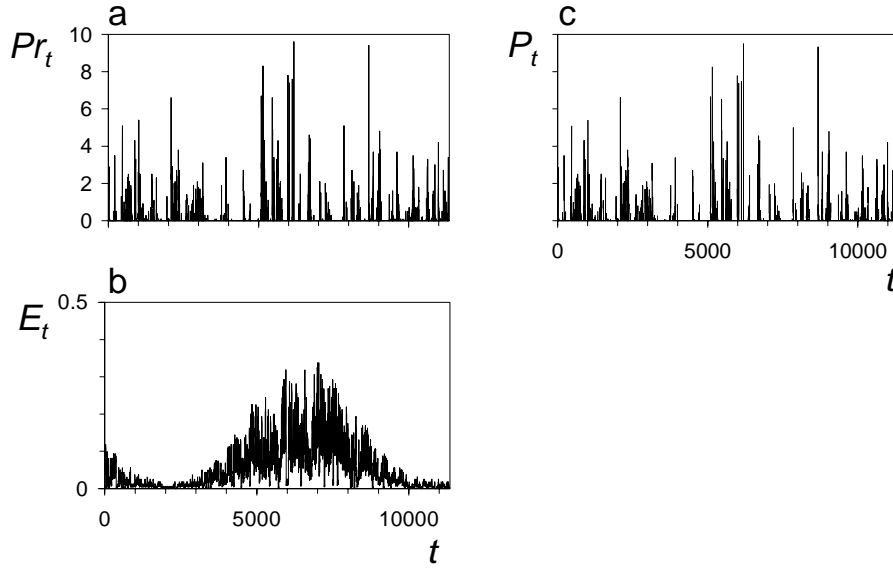
Het TARSO-model voor de relatie tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand wordt beschreven door Knotters en De Gooijer (1999). Hierbij is een tijdreeks van neerslagoverschotten $\{P_t\}$ de invoer van het model en een tijdreeks van grondwaterstanden $\{H_t\}$ de uitvoer. Een discreet TARSO-proces $\{H_t, P_t\}$ met orde $(\ell; (m_1, m'_1), \dots, (m_\ell, m'_\ell))$ en vertragsingsparameter d ($d > 0$) is gedefinieerd als

$$H_t = a_0^{(j)} + \sum_{i=1}^{m_j} a_i^{(j)} H_{t-i} + \sum_{i=0}^{m'_j} b_i^{(j)} P_{t-i} + \epsilon_t^{(j)}, \quad \text{if } r_{j-1} \leq H_{t-d} < r_j, \quad (2.2)$$

(Tong, 1990) waarin $-\infty = r_0 < r_1 < \dots < r_\ell = \infty$, $a_i^{(j)}$ en $b_i^{(j)}$ ($j = 1, \dots, \ell$) parameters zijn, en $\{\epsilon_t^{(j)}\}$ ($j = 1, \dots, \ell$) heterogene witte-ruisreeksen zijn met gemiddelde 0 en eindige varianties $\sigma_{\epsilon^{(j)}}^2$, en elk onafhankelijk is van de invoer $\{P_t\}$. De drempels zijn de niveaus $r_1, \dots, r_{\ell-1}$. De reeks van reële waarden die de grondwaterstand kan aannemen is dus verdeeld in ℓ intervallen, en H_t voldoet aan een van de ℓ dynamische regressiemodellen voor de verschillende regimes, afhankelijk van het interval waarin H_{t-d} valt.

In de bovenstaande formulering van het TARSO-model geeft de waarde van de output-variabele H_{t-d} ($d > 0$) aan welk regime geactiveerd wordt. Dit verschilt enigszins van de oorspronkelijke formulering van het TARSO-model, waarin de overgang naar een ander regime afhangt van de waarde van de vertraagde input-variabele.

Als het aantal drempels gelijk is aan nul en het aantal regimes dus gelijk is aan één,



Figuur 2.6. Tijdreeksen van neerslag (a), referentiegewasverdamping(b) en potentieel neerslagoverschot(c), in mm. t is de tijdsindex in uren, $t=1$ komt overeen met 1 uur 's morgens op 27 september 2002

dan reduceert vergelijking (2.2) tot het dynamische regressiemodel (DR)

$$H_t = a_0 + \sum_{i=1}^r a_i H_{t-i} + \sum_{i=0}^s b_i P_{t-i} + \epsilon_t . \quad (2.3)$$

2.3.2 Selectie van TARSO-modellen

De TARSO-modellen in deze studie zijn geselecteerd met behulp van een automatisch modelselectiecriterium, uit een vooraf vastgestelde set van kandidaatmodellen. Hierbij is het Bayes Information Criterium (BIC) gebruikt. De procedure is als volgt. Het TARSO-model dat gegeven is in vergelijking (2.2) is het uitgangspunt. Het aantal waarnemingen van de grondwaterstand is n . Het aantal waarnemingen dat tot het j -de regime ($j = 1, \dots, \ell$) behoort is n_j . BIC kan nu als volgt worden gedefinieerd:

$$BIC = \sum_{j=1}^{\ell} \{n_j \ln \hat{\sigma}_{\epsilon^{(j)}}^2 + (h^{(j)} + k^{(j)} + 1) \ln n_j\}, \quad (2.4)$$

waarin $h^{(j)}$ en $k^{(j)}$ het aantal autoregressieve parameters voor resp. de uitvoer- en de invoervariabele is in het j -de regime, en $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(j)}}^2$ de residuele variantie in het j -de regime is.

Wij stellen de waarde van d vast op één. Met het oog op de fysische betekenis van het TARSO-model zou d gelijk aan nul moeten zijn, omdat het regime verandert op het moment dat $\{H_t\}$ een drempel passeert, bijvoorbeeld een bodemfysische laagovergang of een drainageniveau. Ons doel is echter het simuleren van $\{H_t\}$, en daarom kunnen wij alleen informatie uit het verleden gebruiken over het regime waarin $\{H_t\}$ valt. Daarom is d vastgezet op één in plaats van nul. Het minimum

aantal regimes is vastgesteld op twee (één drempel) en het maximum op vier (drie drempels). Om het TARSO-model eenvoudig fysisch te kunnen interpreteren is de maximale autoregressieve orde voor H vastgesteld op 1 en voor P op 0. De selectieprocedure kan als volgt worden samengevat:

1. Het aantal regimes $\ell^\#$ varieert van één tot vier;
2. De maximale autoregressieve ordes $(M_1, M'_1), \dots, (M_{\ell^\#}, M'_{\ell^\#})$ zijn $(0, 0), \dots, (1, 0)$;
3. Het interval $[r_L, r_U]$ waarin drempelwaarden of combinaties van drempelwaarden worden gezocht is vastgesteld op het 5^{de} en het 95^{ste} percentiel van de grondwaterstanden. Hiermee wordt voorkomen dat het diepste en het ondiepste regime te weinig waarnemingen bevatten om een model te kunnen kalibreren;
4. Om te garanderen dat er voldoende waarnemingen in een regime zijn, worden de drempels gezocht met een vastgesteld interval (hier 1 cm) tussen r_L en r_U , zodanig dat in elk j -de regime het aantal waarnemingen n_j tenminste 10 is. Dit levert een set op van, zeg, R (combinaties van) kandidaat-drempelwaarden $r_1, \dots, r_{\ell-1}$;
5. Alle combinaties van mogelijke coëfficiënten $a_i^{(j)}$ en $b_i^{(j)}$ worden samengesteld. Dit levert K mogelijke combinaties op. In deze studie geldt $K = 4$. Gegeven $\ell^\#$ regimes, vastgestelde drempelwaarden, en een vastgestelde vertraging zijn er $S = K^{\ell^\#}$ kandidaatmodellen voor het TARSO-proces $\{H_t, P_t\}$;
6. Het model met de laagste waarde voor vergelijking (2.4) wordt geselecteerd uit alle $R \times S$ kandidaatmodellen.

Bij de bovenstaande procedure moeten de eerste $\max_j \{d, M_j, M'_j\}$ waarnemingen overgeslagen worden, zodat er één effectief aantal waarnemingen voor alle gekalibreerde modellen wordt verkregen.

2.3.3 Kalibratie van TARSO- en dynamische regressiemodellen

Selectie en kalibratie van TARSO- en dynamische regressiemodellen is uitgevoerd met een Fortranprogramma dat is gebaseerd op Tong (1983), waarmee uitsluitend *equidistante* tijdreeksen, dus zonder *missing values* kunnen worden geanalyseerd. Dat wil zeggen dat de data uit de periode tussen 25 augustus en 5 oktober 2003, waarin de buis is drooggevallen, zijn gebruikt in de selectie en kalibratie (zie paragraaf 2.1). Uit de selectie van de TARSO-modellen zouden de standen uit deze periode naar voren kunnen komen als een apart regime.

Equidistante reeksen van grondwaterstanden met frequenties van 3, 6, 12 en 24 uur zijn eenvoudig uit de uurwaarnemingen af te leiden door uitdunning. Equidistante reeksen van het neerslagoverschot met frequenties van 3, 6, 12 en 24 uur zijn verkregen door sommatie van de uurcijfers over het voorafgaande interval.

2.4 KALMAX

Een eenvoudig lineair model voor de samenhang tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand is een ARX(1,0)-model:

$$H_t - c = a(H_{t-1} - c) + bP_t + \epsilon_t . \quad (2.5)$$

Dit model is gelijk aan het dynamische regressiemodel in vergelijking (2.3), met $r = 1$ en $s = 0$. De parameter a_0 in vergelijking (2.3) is dan gelijk aan $c - ac$ in vergelijking (2.5).

Het dynamische regressiemodel in vergelijking (2.3) geldt voor discrete tijdreeksen van equidistante waarnemingen. In de praktijk is de grondwaterstand echter vaak niet equidistant waargenomen; er kunnen waarnemingen ontbreken en bovendien zijn de halfmaandelijke waarnemingen van rond de 14^{de} en de 28^{ste} slechts bij benadering equidistant. Van het neerslagoverschot (neerslag – potentiële verdamping) bestaan echter wel equidistante waarnemingen, namelijk op dagbasis. Bierkens et al. (1999) ontwikkelden daarom een methode waarmee het mogelijk is om tijdreeksmodellen op de dagfrequentie van het neerslagoverschot te kalibreren, terwijl de grondwaterstand minder frequent of onregelmatig is gemeten. De kern van deze methode is dat het tijdreeksmodel is ingebed in een zogenaamd Kalmanfilter. Vergelijking (2.5) wordt nu algemener genoteerd met betrekking tot het tijdsinterval:

$$H_t - c = a(H_{t-\Delta t} - c) + bP_t + \epsilon_t , \quad (2.6)$$

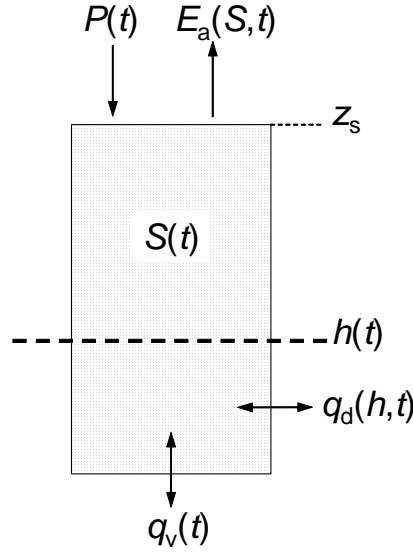
waarin Δt het tijdsinterval bij *lag* 1 is, in dit geval één dag. Knotters en Bierkens (1999b) lieten zien dat vergelijking (2.6) eenvoudig fysisch te interpreteren is. Het ARX(1,0)-model dat is ingebed in een Kalmanfilter wordt het KALMAX-model genoemd. Bij de kalibratie van KALMAX zijn de data uit de periode van 25 augustus tot 5 oktober 2003, waarin de buis is drooggevallen, niet gebruikt.

2.5 KALTFN

Vergelijking 2.6 kan als volgt worden gesplitst in een zogenaamde transfercomponent H_t^* , die het gedeelte van de grondwaterstand bevat dat kan worden verklaard uit het neerslagoverschot, en een ruiscomponent N_t , die het resterende, niet-verklaarde deel bevat:

$$\begin{aligned} H_t^* &= aH_{t-\Delta t}^* + bP_t \\ N_t - c &= w(N_{t-\Delta t} - c) + \epsilon_t \\ H_t &= H_t^* + N_t . \end{aligned} \quad (2.7)$$

Als $a = w$, dan is vergelijking (2.7) gelijk aan het ARX(1,0)-model in vergelijking (2.6). Als $a \neq w$, dan is vergelijking (2.7) een algemener transfermodel met additieve ruis (TFN-model), met orde (1,0) voor zowel de transfer- als de ruiscomponent maar met verschillende autoregressieve parameterwaarden. Ingebed in een Kalmanfilter wordt vergelijking (2.7) het KALTFN-model genoemd (Bierkens et al., 1999). Bij de kalibratie van KALTFN zijn de data uit de periode van 25 augustus tot 5 oktober 2003, waarin de buis is drooggevallen, niet gebruikt.



Figuur 2.7. Schematisatie van het bodem–grondwatersysteem, naar Bierkens (1998)

2.6 SSD

2.6.1 Beschrijving van het model SSD

Bierkens (1998) presenteert een stochastische differentiaalvergelijking voor de beschrijving van de relatie tussen grondwaterstand en neerslagoverschot op een puntlocatie. Hier volgt een beknopte samenvatting van deze beschrijving. Het bodem–grondwatersysteem is voorgesteld in figuur 2.7. In deze schematisatie worden de volgende termen onderscheiden:

z_s : de maaiveldshoogte [L];

$h(t)$: de grondwaterstand op tijdstip t [L];

$S(t)$: de gemiddelde verzadigingsgraad van de bodem op tijdstip t [–], die is gedefinieerd als

$$S(t) = \frac{1}{z_s - h(t)} \int_{h(t)}^{z_s} \left[\frac{\theta(z, t) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right] dz, \quad (2.8)$$

waarin z de hoogte in het bodemprofiel t.o.v. z_s is [L], $\theta(z, t)$ het volumetrische vochtgehalte op hoogte z en tijdstip t is [–], θ_s het vochtgehalte bij verzadiging is [–] en θ_r het residuele vochtgehalte [–];

$P(t)$: de neerslag op tijdstip t [LT^{–1}];

$E_a(S, t)$: actuele evapotranspiratie op tijdstip t [LT^{–1}]. We nemen aan dat deze als volgt samenhangt met de gemiddelde verzadigingsgraad:

$$E_a(S, t) = F_c E_r(t) [S(t)]^c, \quad (2.9)$$

waarin $E_r(t)$ de referentiegewasverdamping op tijdstip t is volgens Makkink (1957) [LT^{–1}], c een constante is [–] (ca. 0.5 voor onbegroeide bodems) en F_c een gewasfactor is [–] (ongeveer 1 voor gras, (Feddes, 1987));

$q_v(t)$: de regionale kwel/infiltratieflux van/naar het diepere grondwatersysteem op tijdstip t [LT^{–1}];

$q_d(h, t)$ de lokale flux op tijdstip t van/naar het oppervlaktewatersysteem $[LT^{-1}]$.

Na een aantal afleidingen en veronderstellingen komt Bierkens (1998) tot de volgende vergelijking:

$$G(h) \frac{dh}{dt} = P(t) - E_a(S(h), t) + q_v(t) - q_d(h, t) + \sigma \xi(t). \quad (2.10)$$

Hierin is $S(h)$ gegeven door

$$S(h(t)) = \frac{1}{\alpha(z_s - h(t))} \left\{ 1 + [\alpha(z_s - h(t))]^{-n} \right\}^{\frac{-1}{n}} \quad (2.11)$$

en $G(h)$ door

$$G(h) = \varepsilon_0 + (\theta_s - \theta_r) \left(1 - \left\{ 1 + [\alpha(z_s - h)]^n \right\}^{-\frac{n+1}{n}} \right). \quad (2.12)$$

In vergelijking (2.11) en (2.12) zijn $\alpha [L^{-1}]$ en $n [-]$ de zogenaamde Van Genuchten-parameters (van Genuchten, 1980).

Het proces $\xi(t)$ in vergelijking (2.10) is een zogenaamd witte-ruisproces van onderling onafhankelijke waarden met gemiddelde 0. De schalingsfactor $\sigma [LT^{-1}]$ zorgt ervoor dat het ruisproces de juiste grootte heeft, die verband houdt met het verschil tussen model en werkelijkheid. De witte ruis in vergelijking (2.10) is evenals de grondwaterstand $h(t)$ een continu proces. Dit heeft als nadeel dat het aantal omkeerpunten en de variantie oneindig is. Daarom beschrijft Bierkens (1998) het witte-ruisproces als onafhankelijke verschilwaarden van een Brownse beweging $\beta(t)$: $\xi(t)dt = \beta(t+dt) - \beta(t) \equiv d\beta_t$. Vergelijking (2.10) kan nu worden geschreven als

$$dh = a(h, t)dt + b(h)d\beta_t, \quad (2.13)$$

waarin

$$a(h, t) = \frac{P(t) - E_a(S(h), t) + q_v(t) - q_d(h, t)}{G(h)} \quad (2.14)$$

en

$$b(h) = \frac{\sigma}{G(h)}. \quad (2.15)$$

Vergelijking (2.13) is een *stochastische differentiaalvergelijking* voor de grondwaterstand $h(t)$, die beschouwd als een *stochastisch proces*.

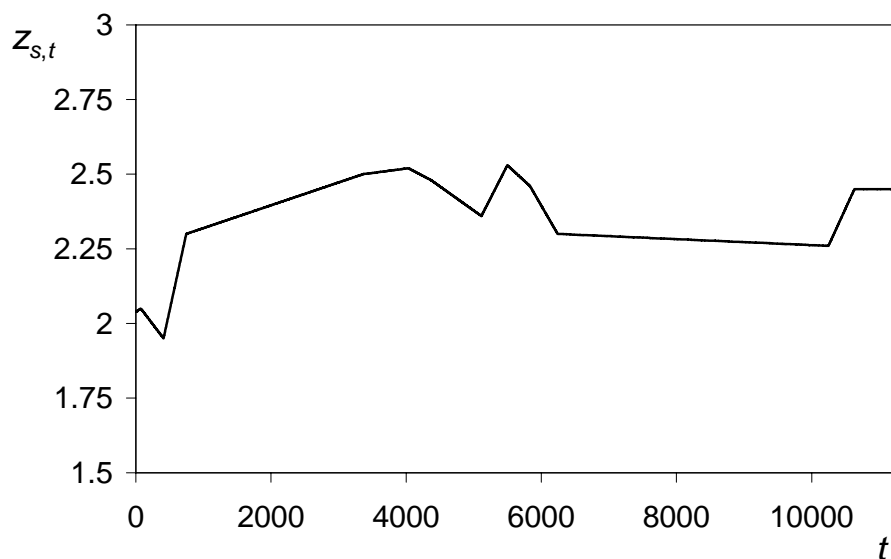
2.6.2 Parametrisatie van de meetplek

Het model SSD laat één bodemfysische horizont toe waarin de grondwaterstand fluctueert. Daarom is op basis van de bodemkundige profielbeschrijving in tabel 2.1 de bodem geschematiseerd als één laag die de bodemfysische kenmerken heeft van bouwsteen O3 uit de Staringreeks (Wösten et al., 1994), nl. sterk lemig, zeer tot matig fijn zand:

$$\theta_s = 0.354;$$

$$\theta_r = 0.0416;$$

$$\alpha = 0.00294 \text{ cm}^{-1}, \text{ en}$$



Figuur 2.8. Oppervlaktewaterstand t.o.v. NAP

$n = 0.924$.

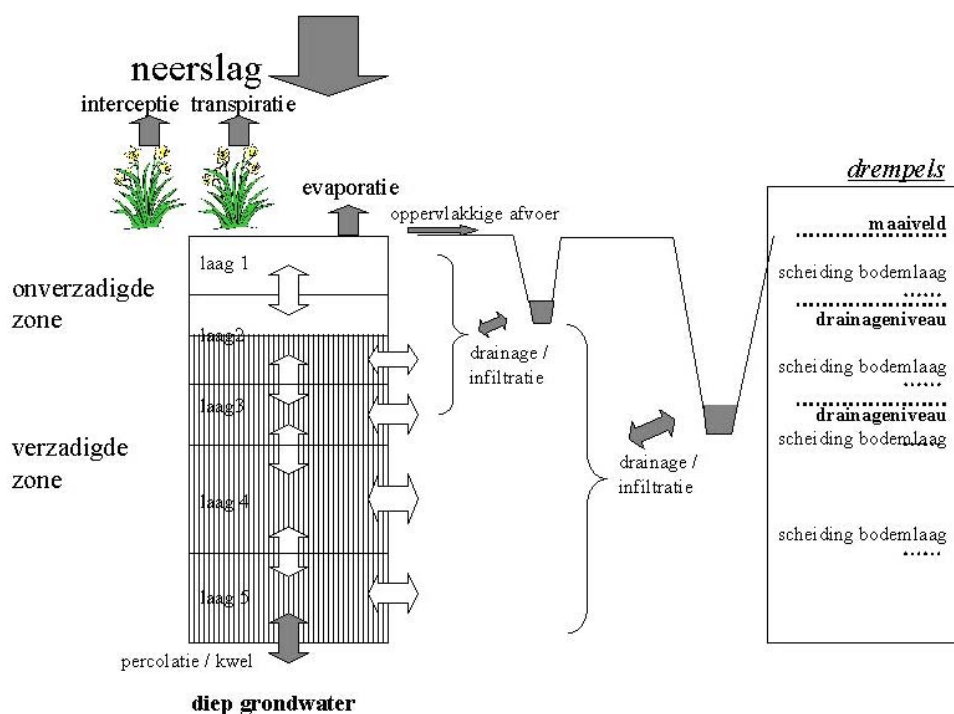
De hoogte van het maaiveld, z_s , is 2.35 m+NAP. De oppervlaktewaterstanden zijn tweemaal per maand geregistreerd. Na conversie naar uurfrequentie zijn de oppervlaktewaterstanden gebruikt als drainageniveau t.o.v. NAP. Figuur 2.8 geeft het verloop van het drainageniveau in de tijd.

2.7 SWAP

2.7.1 Beschrijving van het model SWAP

Voor de berekening van de vochttoestand wordt gebruik gemaakt van versie 3.03 van het model SWAP (Feddes et al., 1978; Belmans et al., 1983; van Dam, 2000; Kroes et al., 2000; Kroes en Van Dam, 2004). SWAP, dat staat voor Soil-Water-Atmosphere-Plant, is een ééndimensionaal waterbalansmodel dat de dynamiek beschrijft van het verticale vochttransport in de onverzadigde zone als gevolg van gradiënten in drukhoogten. Het model is ontwikkeld ten behoeve van de landbouw om aan de hand van een gesimuleerde vochthuishouding uitspraken te kunnen doen over de gewasopbrengst. Maar door de onderliggende fysiologische processen is het model ook in algemene zin goed toepasbaar en kan het bijvoorbeeld ook worden ingezet om de vochthuishouding van meer natuurlijke vegetaties te beschrijven.

Het model gaat uit van de stroming in de onverzadigde zone die aan de hand van een reeks vergelijkingen wordt berekend. Daarbij zijn de bodemfysische eigenschappen van eminent belang. Naast de beginvochttoestand moeten de voorwaarden aan de boven- en onderzijde van het profiel worden beschreven. De bovenrandflux bestaat uit de neerslag, bodemevaporatie, transpiratie en eventueel oppervlakkige toe- of afstroming van water. De bodemevaporatie hangt af van de vraag uit de atmosfeer, van het soort bodem en van de bodembedekking. De transpiratie is gelijk aan de onttrekking van vocht aan de bodem door wortels, die afhangt van de eigenschappen van de begroeiing, de vraag door de atmosfeer, de vochtigheid en de textuur van de



Figuur 2.9. Schematisatie van het vochttransport in SWAP en de ligging van de drempels die niet-lineariteit in de samenhang tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand kunnen veroorzaken

bodem. Onder droge omstandigheden hangt de reductie van de wateropname door de wortels samen met de drukhoogte in de bodem. In de functie die deze reductie beschrijft zijn waarden gedefinieerd waartussen reductie optreedt. Dat kan het geval zijn onder natte en onder droge omstandigheden. Voor landbouwgewassen worden waarden gebruikt die voor natuurlijke vegetaties niet altijd geschikt zijn. Aangenomen is dat de vegetatie aan natte omstandigheden is aangepast en dat er onder die omstandigheden geen verdampingsreductie plaatsvindt. Bij droge omstandigheden wordt ervan uitgegaan dat de verdamping reduceert, en wel van een drukhoogte in de wortelzone van -320 cm tot het fysieke verwelkingspunt van -16000 cm.

De bodem kan worden opgebouwd uit maximaal vijf lagen, die worden toegedeeld aan zogenaamde compartimenten waartussen het vochttransport wordt berekend. Het maximum aantal compartimenten bedraagt 40. De dikte van de compartimenten moet worden gedefinieerd. In de regel wordt voor dieptes waarvoor een grote nauwkeurigheid vereist is voor dunne compartimenten gekozen. Van iedere bodemlaag dienen de bodemfysische eigenschappen bekend te zijn. Daarbij gaat het om de waterretentiekarakteristiek ($h - \theta$ -relatie) en de onverzadigde doorlatendheid ($k - h$ -relatie).

De onderrand van het SWAP-model is opgebouwd uit twee fluxen: een regionale flux en een laterale drainageflux. Dit zijn voor dit onderzoek de belangrijkste ijkpunten voor de kalibratie van het model. Voor het doel van dit onderzoek is het niet van belang of water aan de onderrand via drainage naar ontwateringsmiddelen verdwijnt of naar het diepere regionale grondwater percoleert, of omgekeerd via infiltratie of kwel toestroomt.

De drempels die de niet-lineariteit van het grondwaterregime in Wijnjeterschar veroorzaken kunnen in SWAP op verschillende niveau's worden ingesteld. In het voorbeeld van figuur 2.9 zijn de belangrijkste drempels het maaiveld en de drainageniveau's. Verder zijn de overgangen tussen de verschillende bodemlagen in feite ook drempels. Het effect van de drempels voor het grondwaterstandsverloop hangt af van de weerstand die het vochttransport ondervindt. Voor de oppervlakkige afvoer via het maaiveld en de drainage kan een concrete weerstand worden ingevoerd. De effectiviteit van de overgangen tussen de bodemlagen hangt af van de verschillen in bodemfysische eigenschappen van de beide bodemlagen.

2.7.2 Parametrisatie van de meetplek

De invoer voor het SWAP-model is gebaseerd op waarnemingen tijdens een bezoek aan de meetplek, een beschouwing van het gemeten grondwaterstandsverloop en de inventarisatie van de meetplek die in het kader van het project 'Selectie van referentiepunten' heeft plaatsgevonden (Beets et al., 2000).

Voor de bovenrand van het model worden voor neerslag en referentieverdamping dezelfde gegevens gebruikt als bij de tijdreeksmodellen. Omdat de vegetatie op de meetplek afwijkt van het referentiegewas waarvoor de referentieverdamping geldt (10 cm lang gras dat optimaal van water is voorzien), is de verdamping aangepast. Bij de meetplek kan de vegetatie als een *Circio-Molinietum peucedanetosum* worden getypeerd met een dominantie van *Molinia caerulea* (Pijpestrootje), *Circium dissectum* (Spaanse ruiter) en enkele zeggensoorten. Belangrijk is ook de aanwezigheid van een moslaag, waarin *Spagnum palustre* (Veenmos spec.) het meeste voorkomt. Enerzijds zal de verdamping door de kruiden, de transpiratie, lager zijn dan de referentiegewasverdamping omdat de bedekking van de bodem 80% bedraagt en *Molinia* laat in het seizoen tot groei en bloei komt waardoor ook de transpiratie relatief laat op gang komt (Jansen, 1995). Weliswaar is de vegetatie vóór het maaien, dat jaarlijks eind augustus/begin september plaatsvindt, enkele decimeters hoger dan het referentiegewas, maar dat komt vooral voor rekening van bloeistengels die weinig verdampen. Anderzijds is de verdamping van interceptiewater van *Molinia* aanzienlijk. Interceptie is de neerslag die door de vegetatie wordt onderschept en vervolgens verdampt. Op grond van deze feiten is in SWAP het verdampend bladoppervlak aangepast. De hoogte neemt van april tot september toe van 5 naar 30 cm. Begin september wordt de vegetatiehoogte door maaien teruggebracht tot 5 cm.

Via de natte moslaag vindt een gestage verdamping plaats. Omdat deze verdamping niet apart kan worden berekend is deze samengesteld uit de som van de evaporatie-verdamping van onbegroeide grond- en een verhoging van de interceptieverdamping.

Volgens de bodembeschrijving komt op de meetplek een laag veenmosveen voor, met daaronder een moerige laag, gevolgd lemig dekzand. De basis wordt gevormd door een laag keileem/keizand. In tabel 2.2 staat een overzicht van de laagdiktes en het aantal compartimenten waarin deze lagen zijn verdeeld. De benodigde bodemfysische eigenschappen van de moerige laag, het lemige dekzand en de keileem zijn ontleend aan de Staringreeks (Wösten et al., 1994). Voor het veenmosveen zijn geen geschikte standaardgegevens voorhanden. Daarom zijn op de meetplek ongestoorde monsters van de veenlaag gestoken waarna in het laboratorium volgens standaardmethoden de verzadigde doorlatendheid en de onverzadigde flux zijn gemeten (Stol-

Tabel 2.2. Schematisatie van de bodem

laag omschrijving	dikte (cm)	dikte compartiment (cm)	Van Genuchtenparameters					herkomst
			θ_{sat}	α	N -par	K_{sat}	L_{exp}	
1 veenmosveen	15	1	0.68	0.014	1.245	1.66	-1.314	1)
2 moerige laag	10	2	0.73	0.0134	1.320	13.4	0.534	2) B16
3 lemig dekzand	35	5	0.34	0.0211	1.564	18.3	-0.522	2) O3
4 keileem	40	10	0.41	0.0291	1.152	5.48	-6.864	2) O6
5 keizand	100	10	0.34	0.0211	1.564	18.3	-0.522	2) O3

1) gemeten, 2) Wösten et al. (1994)

te, 1997). De resultaten zijn omgezet in zogenaamde Van Genuchten-parameters die middels empirische vergelijkingen de waterretentie- en doorlatendheidskarakteristiek beschrijven (van Genuchten, 1980).

Er zijn onvoldoende aanknopingspunten om te veronderstellen dat hysteresis een rol van betekenis speelt. Dat geldt ook voor anisotropie of de aanwezigheid van preferente stroombanen.

Voor de ontwatering en eventuele toevoer van water is een eerste schatting gemaakt die binnen bepaalde randvoorwaarden tijdens de kalibratie is aangepast. Langs drie zijden van het perceel met de meetplek liggen brede greppels die niet meer worden onderhouden. De diepte bedraagt ca. 30 cm, maar de effectieve diepte is beduidend minder. Via laagtes in het perceel en de verlandende greppels worden de hoogste waterstanden afgetopt (zie ook figuur 2.9). Verondersteld is dat waterstanden hoger dan 1 cm boven maaiveld als runoff versneld worden afgevoerd.

Een belangrijke waterbalanstern is de wegzijging naar de ondergrond. Volgens de beschrijving van het gebied maakt het perceel deel uit van een verdroogd beekdal zodat ook rekening moet worden gehouden met kwel of een laterale toestroming van water. Gezien het uitzakkingsverloop van de grondwaterstand zal dat zeker het geval zijn. De grondwaterstand is langdurig hoog, en ondanks de grote droogte in de zomer van 2003 is die niet diep weggezakt. Ook het snelle stijgen van de grondwaterstand na een wat drogere periode duidt op een toevoer van grondwater. SWAP biedt verschillende opties om de flux via de onderrand te beschrijven. Hiervan komen voor Wijnjeterperschar de volgende mogelijkheden in aanmerking:

- de flux is afhankelijk van de grondwaterstand; er is een directe relatie met de hoogte van de grondwaterstand, maar er wordt geen rekening houdt met seizoensinvloeden;
- de flux vertoont een sinusverloop; er wordt een seizoensinvloed verondersteld. Incidentele afwijkingen, bijvoorbeeld een natte periode in de zomer, hebben hier geen invloed op;
- de flux wordt opgelegd. Hierbij kunnen verschillende perioden met verschillende fluxen worden onderscheiden. Deze methode biedt goede mogelijkheden voor de kalibratie van het model, maar buiten de kalibratieperiode is de methode minder geschikt.

In eerste instantie wordt geprobeerd om het model met de eerste of tweede methode te kalibreren. De kalibratie vindt plaats door de berekende grondwaterstand te vergelijken met de gemeten stand. Als maat voor de overeenkomst tussen beide

standen wordt de Root Mean Square Error (*RMSE*) genomen (zie paragraaf 2.8). De kalibratie vindt plaats voor de hele periode waarover grondwaterstanden gemeten zijn, met uitzondering van de periode 25 augustus - 5 oktober 2003 toen door het droogvallen van de grondwaterstandsbuis onjuiste waarnemingen zijn geregistreerd. De aanlooperperiode voor de kalibratie is beperkt tot één dag, omdat de metingen gestart zijn in een periode met grondwaterstanden rond het maaiveld zodat het bodemprofiel volledig verzadigd was.

2.8 Evaluatie van de deterministische fit

De component van de grondwaterstand die met de modellen kan worden verklaard is berekend voor de periode waarop de modellen zijn gekalibreerd. Met de gekalibreerde modellen is de grondwaterstand voorspeld uit het neerslagoverschot. Bij de berekening van deze deterministische component is géén gebruik gemaakt van de grondwaterstanden die op voorgaande tijdstippen zijn waargenomen. De berekende deterministische component is vervolgens vergeleken met de gemeten grondwaterstanden, met behulp van de volgende maten:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i,$$

waarin n het aantal grondwaterstanden in de kalibratieperiode is en e_i de waargenomen grondwaterstand minus de deterministische predictie,

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2},$$

en

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |e_i|.$$

ME , $RMSE$ en MAE beschrijven de *absolute* afwijking van het model t.o.v. de waarnemingen, in cm. Het is echter ook interessant om te weten in welke mate met een model de temporele variatie van de grondwaterstand kan worden verklaard; daarom is als relatieve maat het percentage verklaarde variantie, $R_{\text{adj.}}^2$, berekend:

$$R_{\text{adj.}}^2 = 100 - \left[\frac{\hat{\sigma}_e^2}{\hat{\sigma}_h^2} \right] \times 100\%,$$

waarin $\hat{\sigma}_e^2$ de geschatte variantie van de fouten in de deterministische voorspellingen is en $\hat{\sigma}_h^2$ de geschatte variantie van de grondwaterstand.

Om het effect van fouten gedurende de ‘warming up’ uit te sluiten zijn de waarnemingen van de eerste veertig dagen niet betrokken bij de evaluatie. Bovendien zijn de waarnemingen uit de periode van 25 augustus tot en met 5 oktober 2003 niet gebruikt voor de evaluatie, omdat deze data de onderkant van het filter weergeven in plaats van de grondwaterstand. Tabel 2.3 geeft een overzicht van de data die zijn gebruikt bij de kalibratie en evaluatie van de verschillende data.

Tabel 2.3. Samenvatting van de reeksen die zijn gebruikt in de kalibratie (K) en evaluatie (E) van de modellen

	DR, TARSO	KALMAX, KALTFN, SSD	SWAP
van 27-9-2002 tot en met 11-1-2004	K		
van 27-9-2002 tot en met 11-1-2004, exclusief 25-8-2003 tot en met 5-10-2003		K	K
van 6-11-2002 tot en met 11-1-2004, exclusief 25-8-2003 tot en met 5-10-2003	E	E	E
frequentie grondwaterstand 1, 3, 6, 12, 24 uur	K, E	K, E	
dagfrequentie grondwaterstand			K, E
frequentie neerslagoverschot = frequentie grondwaterstand	K, E		K, E
uurfrequentie neerslagoverschot		K, E	

Hoofdstuk 3

Resultaten

3.1 Inleiding

In dit hoofdstuk worden de resultaten gepresenteerd van de selectie en kalibratie van de diverse modellen. Wij benadrukken dat alleen de *goodness of fit* is geëvalueerd voor de kalibratieperiode; er heeft dus geen validatie op onafhankelijke waarnemingen plaatsgevonden. Verder is het van belang om te benadrukken dat de dynamische regressiemodellen en de TARSO-modellen zijn gekalibreerd op *alle* data, terwijl bij de kalibratie van de overige modellen de data uit de periode van 25 augustus tot 5 oktober 2003 buiten beschouwing zijn gebleven (zie tabel 2.3). De TARSO-modellen hebben enerzijds dus ‘handicap’ ten opzichte van de overige modellen. Anderzijds is het met TARSO-modellen mogelijk om de standen tussen 25 augustus en 5 oktober 2003 als apart regime te modelleren.

De evaluatie is bij *alle* modellen gebaseerd op dezelfde data: de grondwaterstandsreeks minus een *warming up*-periode van 40 dagen en minus de periode van 25 augustus tot 5 oktober 2003 (zie tabel 2.3). De waargenomen en gemodelleerde grondwaterstanden zijn grafisch weergegeven in bijlage B.

3.2 Dynamische regressiemodellen (DR)

Tabel 3.1 geeft de resultaten van modelkalibratie. Zoals is uitgelegd in paragraaf 2.3.3 en tabel 2.3 zijn de modellen gekalibreerd op equidistante reeksen met frequenties van 1, 3, 6, 12 en 24 uur. Uit tabel 3.1 blijkt dat de standaardfouten van de geschatte parameters toenemen met het meetinterval, alsook de residuele standaardafwijking. Tabel 3.2 vermeldt de mate waarin de deterministische component van de modellen overeenkomt met de waarnemingen in de kalibratieperiode, oftewel de nauwkeurigheid van de zogenaamde deterministische fit. Hieruit blijkt dat bij een meetfrequentie van 3 uur de deterministische fit het beste met de waarnemingen overeenstemt. De verschillen in tabel 3.2 zijn echter klein. Figuur B.1 in bijlage B geeft de fit weer van een DR-model dat is gekalibreerd op uurwaarnemingen van de grondwaterstand.

Tabel 3.1. Gekalibreerde parameters van het dynamische regressiemodel (tussen haakjes: standaardfouten). Δt = intervallengte

meetinterval (uur)	\hat{a}_0 (cm)	\hat{a}_1 (-)	\hat{b}_0 ($0.1 \Delta t$)	$\hat{\sigma}_\epsilon$ (cm)
1	0.1216 (0.0287)	0.9994 (0.0001)	0.3986 (0.0110)	0.5084
3	0.4898 (0.1048)	0.9974 (0.0005)	0.5447 (0.0171)	1.0682
6	1.0966 (0.2477)	0.9942 (0.0012)	0.5447 (0.0237)	1.7808
12	2.5906 (0.5669)	0.9864 (0.0027)	0.6178 (0.0326)	2.8728
24	5.2999 (1.1821)	0.9722 (0.0056)	0.6325 (0.0418)	4.2202

Tabel 3.2. Maten voor de nauwkeurigheid van de deterministische fit van dynamische regressiemodellen

meetinterval (uur)	<i>ME</i> (cm)	<i>RMSE</i> (cm)	<i>MAE</i> (cm)	$R^2_{\text{adj.}}$ (%)
1	5.2	17.0	14.4	68.3
3	5.1	17.0	14.4	68.2
6	5.1	17.1	14.4	67.7
12	4.9	17.7	14.8	65.2
24	5.0	17.8	14.8	65.0

3.3 TARSO

De geselecteerde modellen zijn samengevat in Bijlage A. Bij een aantal modellen voldoen de gekalibreerde parameterwaarden niet aan de stationariteitseisen. Deze ‘gelegenheidsfits’ zijn niet geschikt voor voorspellingen en simulaties. Als de parameterwaarden niet aan de stationariteitseisen voldoen ‘ontsporen’ voorspelde of gesimuleerde reeksen namelijk snel ten opzichte van de zône waarin de grondwaterstand fluctueert. De geselecteerde drempels liggen meestal rond het niveau van het maaiveld op ca. 2.35 m+NAP. Bij modellen met drie drempels is een drempel geselecteerd rond het niveau van de onderkant van het filter op ca. 1.30 m+NAP, waarop de waarnemingen stagneerden in de periode tussen 25 augustus en 5 oktober 2003.

De evaluatieresultaten voor TARSO-modellen met één, twee en drie drempels staan vermeld in resp. tabel 3.3, 3.4 en 3.5. De resultaten voor modellen waarvan de parameterwaarden niet aan de stationariteitseisen voldoen, zijn vermeld tussen spekhaken. De beste fit wordt gevonden voor modellen met één drempel en een waarnemingsinterval van drie of zes uur (resp. 92.7 en 87.7% verklaarde variantie). De resultaten die voor de uurfrequentie worden gevonden zijn relatief slecht. Het is belangrijk te beseffen dat de periode van 25 augustus tot en met 5 oktober 2003 deel

Tabel 3.3. Maten voor de nauwkeurigheid van de deterministische fit van de TARSO-modellen met één drempel

meetinterval (uur)	ME (cm)	$RMSE$ (cm)	MAE (cm)	$R^2_{adj.}$ (%)
1	-12.2	24.6	14.0	45.3
3	-4.5	9.7	6.4	91.2
6	-0.3	11.4	8.4	84.3
12	2.0	13.9	10.0	77.3
24	-2.2	14.3	10.1	76.2

Tabel 3.4. Maten voor de nauwkeurigheid van de deterministische fit van de geselecteerde TARSO-modellen met twee drempels. Tussen spekhaken: model voldoet niet aan stationariteitseisen

meetinterval (uur)	ME (cm)	$RMSE$ (cm)	MAE (cm)	$R^2_{adj.}$ (%)
1	-11.7	23.2	13.4	51.7
3	[-3.4]	[11.2]	[7.8]	[86.2]
6	[0.4]	[11.1]	[8.3]	[85.1]
12	[1.0]	[13.9]	[10.0]	[76.8]
24	-0.5	14.3	10.7	75.6

Tabel 3.5. Maten voor de nauwkeurigheid van de deterministische fit van de geselecteerde TARSO-modellen met drie drempels. Tussen spekhaken: model voldoet niet aan stationariteitseisen

meetinterval (uur)	ME (cm)	$RMSE$ (cm)	MAE (cm)	$R^2_{adj.}$ (%)
1	[-10.8]	[18.9]	[11.6]	[71.2]
3	[21.6]	[44.7]	[26.7]	[0.]
6	[24.4]	[45.2]	[28.3]	[0.]
12	20.9	44.9	28.6	0.
24	[-1.3]	[14.3]	[9.8]	[75.5]

uitmaakt van de periode waarop de TARSO-modellen zijn gekalibreerd. Zonder deze ‘handicap’ zouden er waarschijnlijk betere resultaten voor de TARSO-modellen zijn gevonden. Uit vergelijking met de resultaten voor de DR-modellen (tabel 3.2) blijkt dat bij meetintervallen van 3, 6, 12 en 24 uur een TARSO-model beter bij de data past dan een lineair DR-model.

Tabel 3.6. Gekalibreerde parameters van het KALMAX-model

meetinterval (uur)	\hat{a} (-)	\hat{b} (0.1 uur)	\hat{c} (cm)	$\hat{\sigma}_\epsilon^2$ (cm ²)
1	0.998914	0.533396	194.825012	0.247021
3	0.999099	0.534217	187.505615	0.325164
6	0.998990	0.575533	190.458038	0.419731
12	0.998881	0.604926	191.451599	0.555568
24	0.998738	0.621469	193.846436	0.560909

Tabel 3.7. Maten voor de nauwkeurigheid van de deterministische fit van KALMAX

meetinterval (uur)	<i>ME</i> (cm)	<i>RMSE</i> (cm)	<i>MAE</i> (cm)	$R_{\text{adj.}}^2$ (%)
1	1.8	16.7	14.0	67.0
3	5.1	17.7	15.0	65.3
6	3.2	17.4	14.8	65.0
12	3.3	17.5	14.8	64.5
24	2.9	17.3	14.5	65.2

3.4 KALMAX

De gekalibreerde parameterwaarden van de KALMAX-modellen zijn voor de verschillende waarnemingsfrequenties samengevat in tabel 3.6. De parameterwaarden zijn enigszins vergelijkbaar met die van de DR-modellen in tabel 3.1; het KALMAX-model en het DR-model hebben immers dezelfde autoregressieve structuur. De modellen verschillen echter met betrekking tot de periode waarop zij zijn gekalibreerd: bij de DR-modellen maakt de periode tussen 25 augustus en 5 oktober 2004 deel uit van de kalibratieperiode. Bovendien is het KALMAX-model altijd gebaseerd op neerslagoverschotdata op uurbasis, ongeacht de waarnemingsfrequentie van de grondwaterstand, terwijl bij het DR-model de frequentie van neerslagoverschot- en grondwaterstandsdata gelijk is (zie tabel 2.3). Interessant is de vraag of deze verschillen leiden tot betere fits van de KALMAX-modellen t.o.v. de DR-modellen (tabel 3.2). De evaluatieresultaten voor KALMAX zijn samengevat in tabel 3.7. In termen van *RMSE* en *MAE* blijken de fits van DR-modellen en KALMAX-modellen gering te zijn. Over het algemeen zijn de systematische fouten (*ME*) bij KALMAX kleiner dan bij DR. Dit hangt samen met het feit dat bij DR de kalibratieperiode niet gelijk is aan de evaluatieperiode, zie tabel 2.3. De toevallige fouten zijn bij DR kleiner dan bij KALMAX, wat tot uiting komt in hogere percentages verklaarde variantie. Figuur B.3 geeft de resultaten van de kalibratie van KALMAX op uurwaarnemingen van de grondwaterstand grafisch weer.

Tabel 3.8. Gekalibreerde parameters van het KALTFN-model

meetinterval (uur)	\hat{a} (-)	\hat{b} (0.1 uur)	\hat{w} (-)	\hat{c} (cm)	$\hat{\sigma}_\epsilon^2$ (cm ²)
1	0.999169	0.436113	0.999252	199.031433	0.239969
3	0.998416	0.552754	0.998966	204.534607	0.298030
6	0.998894	0.573443	0.998998	194.554413	0.420124
12	0.998881	0.612472	0.998968	192.386322	0.553796
24	0.998743	0.616280	0.998825	195.343140	0.565776

Tabel 3.9. Maten voor de nauwkeurigheid van de deterministische fit van KALTFN, in cm

meetinterval (uur)	ME (cm)	$RMSE$ (cm)	MAE (cm)	R_{adj}^2 (%)
1	-3.5	16.6	13.6	68.2
3	-2.4	17.5	13.8	63.7
6	1.1	16.8	14.3	66.0
12	2.2	17.4	14.8	64.2
24	1.5	17.0	14.4	65.5

3.5 KALTFN

Tabel 3.8 geeft de gekalibreerde parameterwaarden van de KALTFN-modellen. Zoals uitgelegd in paragraaf 2.5 is KALTFN een algemener model dan KALMAX, omdat in KALTFN het ruisproces een andere autoregressieve structuur kan hebben dan de deterministische component. Uit tabel 3.8 blijkt echter dat de gekalibreerde waarde van de autoregressieve parameter voor de deterministische component (\hat{a}) weinig verschilt van die van de ruiscomponent (\hat{w}). De evaluatieresultaten van KALTFN in tabel 3.9) zijn dan ook weinig beter dan die van KALMAX in tabel 3.7. Figuur B.4 geeft de fit van KALTFN op uurwaarnemingen van de grondwaterstand grafisch weer. Bij frequenties van 3, 6, 12 en 24 uur is de fit van KALTFN niet beter dan die van het TARSO-model met één drempel.

3.6 SSD

De gekalibreerde parameterwaarden voor SSD zijn samengevat in tabel 3.10. Bij frequenties van 3, 6, 12 en 24 uur slaagden wij er niet in zowel de deterministische als de stochastische component van het model te kalibreren; daarom beperken wij ons bij deze frequenties tot kalibratie van de deterministische component. Uit tabel 3.11 blijkt dat de fit van deze deterministische component heel redelijk is in vergelijking met KALMAX, KALTFN, DR en TARSO. Stochastische simulatie is met deze modellen echter niet mogelijk, tenzij de stochastische component apart gemodelleerd wordt met bijvoorbeeld een univariaat autoregressief-*moving average*-model (ARMA). Figuur B.5 geeft de gekalibreerde grondwaterstand weer voor een SSD-model dat gekalibreerd is op grondwaterstanden die om de 12 uur zijn waargenomen.

Tabel 3.10. Gekalibreerde parameters van het SSD-model

meetinterval (uur)	$\hat{\gamma}$ (uur)	$\hat{\epsilon}_0$ (-)	\hat{q}_v (mm/uur)	$\hat{\sigma}^2$ (cm ²)
1	9732.436523	0.099982	0.045779	4.209732
3	9972.185547	0.031052	-0.018066	—
6	9996.604492	0.025762	-0.017048	—
12	9872.150391	0.022911	-0.015680	—
24	9285.701172	0.033220	-0.021546	—

Tabel 3.11. Maten voor de nauwkeurigheid van de deterministische fit van SSD, in cm

meetinterval (uur)	ME (cm)	$RMSE$ (cm)	MAE (cm)	$R^2_{adj.}$ (%)
1	-14.6	24.7	14.8	52.7
3	-0.5	12.1	9.3	82.4
6	-0.1	12.1	9.3	82.4
12	-0.4	12.1	9.2	82.5
24	-0.2	12.0	9.3	82.3

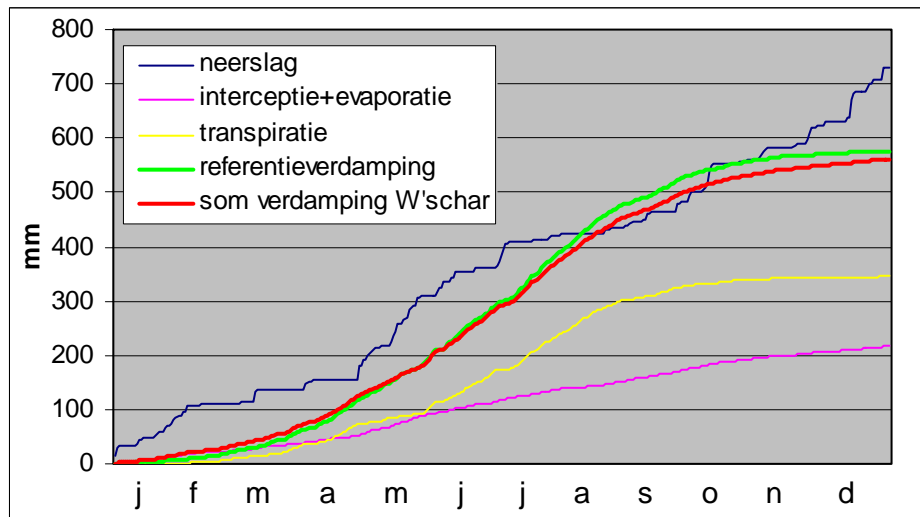
Alleen bij een waarnemingsfrequentie van één uur slaagden wij er wel in zowel de deterministische als de stochastische component van het SSD-model te kalibreren. Zoals tabel 3.11 laat zien is de deterministische fit van dit model echter slecht, vergelijkbaar met de resultaten voor het TARSO-model met één of twee drempels (tabel 3.3 en 3.4).

3.7 SWAP

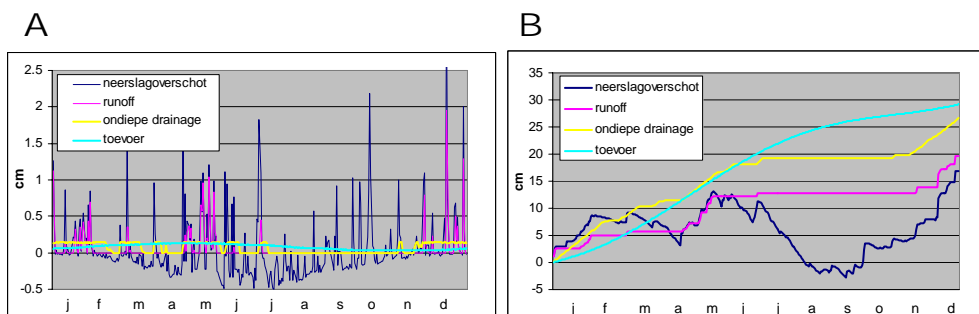
3.7.1 Neerslag en verdamping

In figuur 3.1 staan voor 2003 de cumulatieve hoeveelheden neerslag, referentieverdamping en berekende verdamping op de meetplek. De totale hoeveelheid neerslag bedroeg 730 mm en de referentieverdamping 577 mm. De ‘som verdamping Wijnjetperschar’ betreft de interceptieverdamping, de transpiratie en de evaporatie. Deze is met 548 mm iets lager dan de referentiegewasverdamping. De transpiratie komt volledig voor rekening van de kruidlaag. In de zomer treedt enige reductie op als gevolg van vochttekort door de droge omstandigheden. De verdamping van de laag veenmos is verdisconteerd in de som van de interceptieverdamping en de evaporatie.

De uitkomsten geven geen aanleiding voor bijstelling van de verschillende verdampingstermen. De kalibratie van de grondwatertermen wordt hier ook nauwelijks door beïnvloed.



Figuur 3.1. Cumulatieve weergave van neerslag en verdamping in 2003



Figuur 3.2. Waterbalanstermen voor het gekalibreerde model voor 2003. A: dagelijkse hoeveelheden; B: cumulatieve hoeveelheden

3.7.2 Aan- en afvoer van grondwater

Voor de kalibratie van het model bleek de aan-/afvoer via de onderrand volgens een sinusverloop de beste resultaten op te leveren. De grootste (opwaartse) flux bleek in het voorjaar plaats te vinden, wat niet goed is te beschrijven met een grondwaterafhankelijke flux omdat hoge standen in de winter en lage standen in de zomer optreden. Een opgelegde flux leverde nauwelijks betere resultaten op en is niet gebruikt vanwege de onzekerheid bij extrapolatieberekeningen. Voor de ondiepe drainage bleek een grondwaterstandsafhankelijke flux beter te voldoen dan een afvoer die met behulp van drainagemiddelen is berekend.

Voor de sinusflux, de ondiepe drainage en de oppervlakkige afvoer is het model verder geoptimaliseerd. In tabel 3.12 staat het resultaat voor het best fittende model en in figuur B.6 staan berekende en gemeten standen weergegeven. In figuur 3.2a staan de dagelijkse waarden van de waterbalanstermen voor 2003 en in figuur 3.2b de cumulatieve waarden. In figuur 3.2a is te zien dat er 3 perioden waren waarin er een aanzienlijke runoff plaatsvond; januari-februari, april-mei en november-december. De totale hoeveelheid bedroeg 26.6 cm. De afvoer via laagtes en greppels bedroeg 19.5 cm. De toevoer van grondwater, die 29.2 cm bedroeg, was eind april het grootst.

Tabel 3.12. Runoff, ondiepe drainage, flux over de onderrand en de *RMSE* als maat voor de goodness of fit van het best fittende model

runoff		drainage		onderrand(sinusflux); positief is opwaarts			RMSE
waterlaag (cm)	weerstand (dag)	diepte (cm)	flux (mm/dag)	gem. flux (mm/dag)	amplitude (mm/dag)	hoogste flux (dag)	
1.0	0.1	0-17	17-0	0.8	0.55	125	10.8

3.7.3 Resultaten van de evaluatie van de deterministische fit

De deterministische fit van SWAP is op dezelfde wijze geëvalueerd als die van de alternatieve modellen. Er werd een systematische fout gevonden van -2.1 cm ($ME = -2.1$ cm). De *RMSE* bedraagt 9.3 cm en de *MAE* is 7.9 cm. De relatieve nauwkeurigheid is, uitgedrukt in het percentage verklaarde variantie (R_{adj}^2), gelijk aan 85.6%. Vergeleken met de fits van de alternatieve modellen bij een dagfrequentie (24 uur) vertoont SWAP de beste samenhang met de waarnemingen. Een betere samenhang werd alleen gevonden met een TARSO-model één drempel en een meetinterval van drie uur, zie tabel 3.3. Tegenover deze geringe verbetering staan echter wel acht keer zoveel waarnemingen.

3.7.4 Analyse van de residuen van SWAP

De residuen vertonen de autocorrelatiestructuur van een eerste-orde autoregressief proces (AR(1)-proces). Er is geen crosscorrelatie met de invoer (neerslagoverschot). De crosscorrelatie met de deterministische grondwatervoorspellingen loopt echter op tot ca. 0.5. Hierdoor kunnen de residuen van SWAP niet worden gebruikt als additieve stochastische component bij stochastische simulatie van grondwaterstandsreeksen.

3.7.5 Discussie

Het model is niet opgesteld om de grondwaterfluxen te analyseren. Daarvoor zijn te weinig gegevens bekend over onder andere de regionale hydrologie. De ligging van de meetplek in een (verdroogd) beekdal en de toevoer van water via de onderrand doet vermoeden dat deze toevoer uit kwel bestaat. Door de grote runoff en ondiepe drainage zou dit kwelwater tot in de bovengrond kunnen doordringen. De bovengrond is echter zwak zuur (Beets et al., 2000), waardoor de aanwezigheid van diepe kwel in het maaiveld is uitgesloten. Waarschijnlijk gaat het om water dat van elders uit het natuurgebied over de oppervlakte of boven de laag keileem toestroomt. Als in de zomer deze toevoer stagneert, daalt de grondwaterstand plotseling sterk. Dat was het geval in de zomer van 2003, maar met het model kon voor deze periode de grondwaterstand niet nauwkeurig worden voorspeld. Een belangrijke oorzaak is dat de toevoer via de onderrand dan niet meer het veronderstelde, opgegeven sinusverloop volgt. Ook de geringe doorlatendheid van de bodemlagen die zich dieper dan

Tabel 3.13. Percentages verklaarde variantie voor de verschillende modellen en meetfrequenties. Tussen spekhaken: model voldoet niet aan de stationariteitseisen

meetinterval	DR	TARSO, $\ell = 2$	TARSO, $\ell = 3$	TARSO, $\ell = 4$	KALMAX	KALTFN	SSD	SWAP
1	68.3	45.3	51.7	[71.2]	67.0	68.2	52.7	-
3	68.2	91.2	[86.2]	[0.]	65.3	63.7	82.4	-
6	67.7	84.3	[85.1]	[0.]	65.0	66.0	82.4	-
12	65.2	77.3	[76.8]	0.	64.5	64.2	82.5	-
24	65.0	76.2	75.6	[75.5]	65.2	65.5	82.3	85.6

50 cm bevinden draagt bij aan de geringe nauwkeurigheid van de voorspellingen. Voor de verzadigde doorlatendheid van keileem is bij de bodemfysische eigenschappen uitgegaan van de opgegeven waarde van 5.5 cm/etm, maar de samenstelling en doorlatendheid van keileem kan sterk variëren. Nauwkeuriger bodemfysische informatie dan de gebruikte standaardwaarden (Wösten et al., 1994) zijn echter niet beschikbaar.

Een onzekere factor bij de modellering is de maaiveldshoogte. Opgegeven is dat de hoogte 2.35 m+NAP is, maar met een speling van +0.07/−0.04 m als gevolg van een ongelijk maaiveldsverloop. Mogelijk ligt hier ook de oorzaak van het feit dat ondanks de langdurig hoge grondwaterstanden de gemeten inundatieduur beperkt is tot enkele dagen en de dikte van de waterlaag maximaal 1 cm bedraagt. Bij een veenmosdek is het maaiveld bovendien moeilijk vast te stellen, zodat de meting van 2.35m+NAP ook discutabel is. De grens tussen levend en afgestorven veenmos is in principe het maaiveld, maar deze grens is diffuus. En ook ogenschijnlijk afgestorven veenmos kan weer tot leven komen, zoals uit de veenmonsters in het laboratorium bleek: na verloop van tijd werden die weer groen. Verder kan het pakket veenmos ook nog in zekere mate meefluctueren met het grondwaterstandsverloop. Met al deze factoren kon bij de modellering geen rekening worden gehouden.

Ondanks de onzekerheden is het model SWAP na kalibratie voldoende betrouwbaar om karakteristieken van de grondwaterdynamiek te berekenen. Dit hangt samen met het feit dat de waterhuishouding in het natuurgebied ongecompliceerd is en niet wordt verstoord door wisselende stuwpeilen, berekening, e.d. Dat maakt ook dat het model eenvoudig kan worden gehouden. Om het model goed te kunnen kalibreren moet de meetperiode wel minimaal één natte en één droge periode omvatten. Afgezien van extreme weerjaren kan met een meetperiode van een jaar worden volstaan.

3.8 Modelkeuze en meetfrequentie

Tabel 3.13 vat de nauwkeurigheid van de modellen samen bij verschillende meetfrequenties. Uit deze tabel blijkt dat bij de lineaire modellen (DR, KALMAX en KALTFN) de nauwkeurigheid het grootst is bij de uurfrequentie. Alleen bij DR lijkt neemt de nauwkeurigheid structureel met de meetfrequentie toe. De niet-lineaire modellen TARSO en SSD geven bij een uurfrequentie relatief onnauwkeurige resultaten. Gegeven een uurfrequentie kan in de situatie van Wijnjeterperschar dus het best voor een lineair model worden gekozen. Bij lagere meetfrequenties kan het best

voor een niet-lineair model worden gekozen. Het TARSO-model is in dit geval de enige mogelijkheid om stochastische simulaties van het grondwaterstandsverloop uit te voeren.

Hoofdstuk 4

Conclusies en aanbevelingen

De volgende conclusies en aanbevelingen kunnen worden geformuleerd ten aanzien van modelkeuze en minimaal benodigde meetinspanningen:

1. Het TARSO-model is operationeel gemaakt voor toepassing op grondwaterstanden die met een uurfrequentie zijn waargenomen in natte natuurterreinen. Vervolgens is een TARSO-model geselecteerd voor reeksen met frequenties van 1, 3, 6, 12 en 24 uur. Voor de geanalyseerde reeks in Wijnjeterperschar kan worden geconcludeerd dat een TARSO-model met één drempel de grondwaterstandsfluctuatie het best beschrijft, bij meetintervallen van 3 uur of meer. Bij een meetinterval van één uur blijkt het TARSO-model echter geen nauwkeurige beschrijving van het grondwaterstandsverloop te geven. Het optimum ligt bij een meetinterval van 3 uur.
2. Van de alternatieve modellen beschrijft alleen het fysisch-mechanistische model SWAP en de deterministische component van de stochastische differentiaalvergelijking (SSD) de grondwaterstand met een nauwkeurigheid die vergelijkbaar is met het TARSO-model. SWAP geeft bij een dagfrequentie een fit die bijna net zo nauwkeurig is als die van een TARSO-model met één drempel bij een 3-uursfrequentie; met één achtste van de meetinspanning kan met SWAP in deze situatie dus de nauwkeurigheid worden benaderd van het TARSO-model. De deterministische component van SSD geeft goede resultaten bij meetfrequenties van 3, 6, 12 en 24 uur. De lineaire modellen DR, KALMAX en KALTFN geven de beste fit bij een uurfrequentie, maar deze is nog altijd minder nauwkeurig dan de fits van de niet-lineaire alternatieven TARSO, SSD en SWAP bij lagere frequenties. Voor de reeks in Wijnjeterperschar kan worden geconcludeerd dat het fysisch-mechanistische model SWAP de meest efficiënte deterministische beschrijving van het grondwaterstandsverloop geeft; de verhouding tussen meetinspanning en nauwkeurigheid is bij SWAP gunstiger dan bij de alternatieve modellen.
3. In tegenstelling tot TARSO, DR, KALMAX en TFN heeft SWAP geen stochastische modelcomponent. SSD heeft deze in principe wel, maar omdat deze niet gekalibreerd kon worden kunnen met SSD, evenals met SWAP, alleen deterministische simulaties worden uitgevoerd. Dit is een beperking bij de beschrijving van de grondwaterstand. Omdat de deterministische component slechts een deel van de grondwaterstand verklaart, wordt de variatie van

de grondwaterstand onderschat. Om de grondwaterstand te kunnen beschrijven in termen van bijvoorbeeld overschrijdingskansen, of om karakteristieken te berekenen zoals de gemiddeld hoogste en laagste grondwaterstand, is het noodzakelijk om ook over een stochastische modelcomponent te beschikken. Uit een analyse van de residuen van SWAP bleek dat deze gecorreleerd zijn met de deterministische component. Daarom kan het ruisproces niet zonder meer als een additieve component bij SWAP worden gemodelleerd, zoals bijvoorbeeld in het SWATRE+ARMA-model dat Knotters en van Walsum (1997) voorstelden.

4. De optimale meetfrequentie blijkt samen te hangen met de modelkeuze. Voor de locatie in Wijnjeterperschar kan worden geconcludeerd dat bij toepassing van lineaire tijdreeksmodellen (DR, KALMAX en KALTFN) de uurfrequentie optimaal is. Bij toepassing van een TARSO-model is een meetinterval van 3 uur optimaal. SSD geeft een goede deterministische fit bij de dagfrequentie. Voor SWAP is alleen de dagfrequentie onderzocht; deze blijkt toereikend te zijn om de grondwaterstandsfluctuatie nauwkeurig te beschrijven. Over het algemeen wijzen de resultaten uit dat naarmate de fysische processen sterker vereenvoudigd zijn de fit minder nauwkeurig is, maar dat dit effect geheel (TARSO) of gedeeltelijk (DR, KALMAX, KALTFN en SSD) kan worden gecompenseerd door frequenter te meten.
5. De kalibratieresultaten die in dit onderzoek werden verkregen op basis van hoogfrequente waarnemingen van de grondwaterstand en lokale hoogfrequente waarnemingen van de neerslag, zijn aanmerkelijk beter dan de kalibratieresultaten die Knotters et al. (2000, tabel 3, SB2) en Jansen et al. (2001, blz. 28) verkregen op basis van een grondwaterstandsreeks met een halfmaandelijke waarnemingsfrequentie en regionale neerslagcijfers. Bovendien had de reeks die Knotters et al. (2000) en Jansen et al. (2001) analyseerden een lengte van circa 4 jaar, terwijl nu een reeks is gebruikt met een lengte van circa 15 maanden. Het verdient dus aanbeveling om bij ondiepe, snel reagerende systemen zoals in Wijnjeterperschar met hoge frequentie, tenminste dagelijks, de grondwaterstand en de neerslag waar te nemen. Voor wat betreft de lengte van de meetreeks kan worden volstaan met een aaneengesloten periode die zowel de droge omstandigheden in de zomer als de natte omstandigheden in de winter bestrijkt.

In aanvulling op de bovenstaande conclusies en aanbevelingen die rechtstreeks aan de doelstellingen van dit onderzoek beantwoorden bevelen wij het volgende aan:

1. De kalibratie van KALTFN en SSD op de hoogfrequente waarnemingen verliep vaak moeizaam. De gevoeligheid voor initiële parameterwaarden bleek groot te zijn. In een aantal gevallen bleek er geen stochastische component voor SSD te kunnen worden gekalibreerd. Het verdient aanbeveling om de kalibratie-algoritmes te verbeteren, zodat kalibratie op hoogfrequente reeksen beter verloopt.
2. De analyses bleven in dit onderzoek noodgedwongen beperkt tot de reeks die is waargenomen in Wijnjeterperschar. Door defecten aan de meetapparatuur, onder andere als gevolg van vandalisme, waren er onvoldoende metingen van goede kwaliteit op andere locaties beschikbaar. Wij bevelen aan om hier door te meten, zodat in de toekomst de analyses kunnen worden uitgebreid en de

conclusies kunnen worden gebaseerd op de resultaten die voor meerdere locaties zijn verkregen.

3. De reekslengte liet niet toe dat er in deze studie werd *gevalideerd* op onafhankelijke waarnemingen. Er vond slechts evaluatie van de modelfit plaats. Om inzicht te krijgen in de praktische toepasbaarheid van de modellen is validatie echter noodzakelijk. Wij bevelen daarom aan om de metingen voort te zetten, teneinde validatie mogelijk te maken.

Bibliografie

- Beets, C., Hommel, P., en De Waal, R. (2000). Selectie van referentiepunten t.b.v. het SBB-project terreincondities. Fase 1: resultaten inventarisatie 1999. , Alterra, Staatsbosbeheer.
- Belmans, C., Wesseling, J., en Feddes, R. (1983). Simulation of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Journal of Hydrology*, 63:271–286.
- Bierkens, M. (1998). Eenvoudige stochastische modellen voor grondwaterstandsfluctuaties. Deel 1: Een stochastische differentiaalvergelijking. *Stromingen*, 4(2):5–26.
- Bierkens, M., Bron, W., en Knotters, M. (2002). VIDENTE 1.1: a graphical user interface and decision support system for stochastic modelling of water table fluctuations at a single location. Includes documentation of the programs KALMAX, KALTFN, SSD and EMERALD and introductions to stochastic modelling. Second, revised, edition. Rapport 613, Alterra.
- Bierkens, M., Knotters, M., en van Geer, F. (1999). Tijdreeksanalyse nu ook toepasbaar bij onregelmatige meetfrequenties. *Stromingen*, 5(2):43–54.
- de Bakker, H. en Schelling, J. (1989). *Systeem van bodemclassificatie voor Nederland. De hogere niveaus*. Pudoc, Wageningen.
- Feddes, R. (1987). *Crop factors in relation to Makkink reference-crop evapotranspiration*, volume 39 of *Verslagen en Mededelingen*. Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO, 's-Gravenhage.
- Feddes, R., Kowalik, P., en Zaradny, H. (1978). *Simulation of field water use and crop yield*. Simulation Monographs. Pudoc, Wageningen.
- Jansen, P. (1995). Verdamping van korte vegetaties in natte natuurgebieden. *H₂O*, 28:467–471.
- Jansen, P., Knotters, M., en Beets, C. (2001). Grondwaterdynamiek van vegetatie-standplaatsen. Analyse van tijdreeksen - deel 2. Rapport 428, Alterra.
- Knotters, M. en Bierkens, M. (1999a). Hoe lang moet je de grondwaterstand meten om iets over de dynamiek te weten? *Stromingen*, 5(4):5–12.
- Knotters, M. en Bierkens, M. (1999b). Tijdreeksmodellen voor de grondwaterstand. Een kijkje in de black box. *Stromingen*, 5(3):35–50.
- Knotters, M. en Bierkens, M. (2000). Physical basis of time series models for water table depths. *Water Resources Research*, 36:181–188.

- Knotters, M., Bierkens, M., en Beets, C. (2000). Grondwaterdynamiek van vegetatiestandplaatsen. Analyse van zesentwintig tijdreeksen. Rapport 95, Alterra.
- Knotters, M. en De Gooijer, J. (1999). TARSO modeling of water table depths. *Water Resources Research*, 35:695–705.
- Knotters, M. en van Walsum, P. (1997). Estimating fluctuation quantities from time series of water-table depths using models with a stochastic component. *Journal of Hydrology*, 197:25–46.
- Kroes, J. en Van Dam, J. (2004). Reference Manual SWAP, version 3.03. Rapport 775, Alterra.
- Kroes, J., Wesseling, J., en van Dam, J. (2000). Integrated modelling of the soil-water-atmosphere-plant system using the model SWAP 2.0 an overview of theory and an application. *Hydrological Processes*, 14:1993–2002.
- Makkink, G. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of Int. Water Eng.*, 11:277–288.
- Stolte, J. (1997). Manual for physical measurements, version 3. Technical Document 37, DLO Staring Centrum.
- Tong, H. (1983). *Threshold models in non-linear time series analysis*, volume 21 of *Springer Lecture Notes in Statistics*. Springer Verlag, Heidelberg.
- Tong, H. (1990). *Non-linear time series: a dynamical system approach*. Oxford University Press, Oxford.
- van Dam, J. (2000). *Field-scale water flow and solute transport. SWAP model concepts, parameter estimation and case studies*. Ph.d., Wageningen Univeriteit.
- van Geer, F. en Defize, P. (1987). Detection of natural and artificial causes of groundwater fluctuations. In Solomon, S., Beran, M., en Hogg, W., redactie, *The influence of climate and climatic variability on the hydrologic regime and water resources*, volume Publ.nr. 168, Vancouver, British Columbia, Canada. IAHS.
- van Genuchten, M. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44:892–898.
- von Asmuth, J., Bierkens, M., en Maas, K. (2002). Soms is weten beter dan meten (tenzij je verkeerd zit natuurlijk). Het discrete Box-Jenkins versus het continue PIRFICT transfer-ruismodel, in praktijk. *Stromingen*, 8(1):5–14.
- von Asmuth, J., Maas, K., en Bierkens, M. (2001). Waarom doen alsof de neerslag eens per maand valt? Het discrete Box-Jenkins- versus het continue PIRFICT-tijdreeksmodel, in theorie. *Stromingen*, 7(4):33–44.
- Wösten, J., Veerman, G., en Stolte, J. (1994). Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: de Staringreeks. Technisch Document 18, DLO-Staring Centrum.

Bijlage A

Gekalibreerde TARSO-modellen

Wij presenteren hier de modellen met één, twee en drie drempels. Voor het meetinterval van één uur is als model met één drempel geselecteerd:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 0.0757 & +0.9997h_{t-1} & +0.6114p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 224.7\text{cm} \\ (0.0454) & (0.0002) & (0.0215) \end{matrix} \\ \begin{matrix} 2.0917 & +0.9909h_{t-1} & +0.2634p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } h_{t-1} > 224.7\text{cm} \\ (0.3716) & (0.0016) & (0.0108) \end{matrix} \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 0.6304\text{cm}$ ($n^{(1)} = 4792$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 0.3819\text{cm}$ ($n^{(2)} = 6535$). BIC=-16953.

Het geselecteerde model met twee drempels is bij een meetinterval van één uur:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 15.9829 & +0.8778h_{t-1} & & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 132.7\text{cm} \\ (1.9429) & (0.0149) & & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 0.2138 & +0.9990h_{t-1} & +0.7910p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 132.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 224.7\text{cm} \\ (0.0781) & (0.0004) & (0.0262) \end{matrix} \\ \begin{matrix} 2.0917 & +0.9909h_{t-1} & +0.2634p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } h_{t-1} > 224.7\text{cm} \\ (0.3716) & (0.0016) & (0.0108) \end{matrix} \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 0.3868\text{cm}$ ($n^{(1)} = 1167$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 0.6706\text{cm}$ ($n^{(2)} = 3625$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 0.3819\text{cm}$ ($n^{(3)} = 6535$). BIC=-17630.

Het geselecteerde model met drie drempels is bij een meetinterval van één uur:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 15.9829 & +0.8778h_{t-1} & & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 132.7\text{cm} \\ (1.9429) & (0.0149) & & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 0.2023 & +0.9991h_{t-1} & +0.8548p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 132.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 216.7\text{cm} \\ (0.1013) & (0.0005) & (0.0407) \end{matrix} \\ \begin{matrix} -0.3909 & +1.0017h_{t-1} & +0.6013p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } 216.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 230.7\text{cm} \\ (0.4997) & (0.0022) & (0.0174) \end{matrix} \\ \begin{matrix} 4.5317 & +0.9805h_{t-1} & +0.1922p_t & +\epsilon_t^{(4)}, & \text{als } h_{t-1} > 230.7\text{cm} \\ (0.8054) & (0.0034) & (0.0114) \end{matrix} \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 0.3868\text{cm}$ ($n^{(1)} = 1167$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 0.7347\text{cm}$ ($n^{(2)} = 2619$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 0.4471\text{cm}$ ($n^{(3)} = 3085$), en $\hat{\sigma}_{\epsilon(4)} = 0.3480\text{cm}$

($n^{(4)} = 4456$). BIC=-18119. Let op: de autoregressieve parameter voor H in regime 3 is groter dan één en voldoet daarom niet aan de veronderstelling van een stationair proces!

Voor het meetinterval van drie uur is als model met één drempel geselecteerd:

$$h_t = \begin{cases} 0.4404 & +0.9979h_{t-1} & +0.9009p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 228.7\text{cm} \\ (0.1494) & (0.0008) & (0.0310) & & \\ 6.9062 & +0.9700h_{t-1} & +0.2183p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } h_{t-1} > 228.7\text{cm} \\ (1.4029) & (0.0060) & (0.0110) & & \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(1)}} = 1.3079\text{cm}$ ($n^{(1)} = 1969$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(2)}} = 0.5026\text{cm}$ ($n^{(2)} = 1806$). BIC=-1383.

Het geselecteerde model met twee drempels is bij een meetinterval van drie uur:

$$h_t = \begin{cases} 0.3264 & +0.9988h_{t-1} & +1.0270p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 215.7\text{cm} \\ (0.2259) & (0.0013) & (0.0516) & & \\ -1.6182 & +1.0070h_{t-1} & +0.7780p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 215.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 229.7\text{cm} \\ (1.6170) & (0.0072) & (0.0251) & & \\ 7.1992 & +0.9687h_{t-1} & +0.2067p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } h_{t-1} > 229.7\text{cm} \\ (1.5982) & (0.0069) & (0.0108) & & \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(1)}} = 1.5246\text{cm}$ ($n^{(1)} = 1239$), $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(2)}} = 0.7659\text{cm}$ ($n^{(2)} = 868$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(3)}} = 0.4892\text{cm}$ ($n^{(3)} = 1668$). BIC=-1739. Let op: de autoregressieve parameter voor H in regime 2 is groter dan één en voldoet daarom niet aan de veronderstelling van een stationair proces!

Het geselecteerde model met drie drempels is bij een meetinterval van drie uur:

$$h_t = \begin{cases} 20.3196 & +0.8450h_{t-1} & & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 134.7\text{cm} \\ (4.2071) & (0.0321) & & & \\ 1.2334 & +0.9943h_{t-1} & +1.5033p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 134.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 215.7\text{cm} \\ (0.4417) & (0.0024) & (0.0685) & & \\ -1.6182 & +1.0070h_{t-1} & +0.7780p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } 215.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 229.7\text{cm} \\ (1.6170) & (0.0072) & (0.0251) & & \\ 7.1992 & +0.9687h_{t-1} & +0.2067p_t & +\epsilon_t^{(4)}, & \text{als } h_{t-1} > 229.7\text{cm} \\ (1.5982) & (0.0069) & (0.0108) & & \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(1)}} = 0.7514\text{cm}$ ($n^{(1)} = 425$), $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(2)}} = 1.6542\text{cm}$ ($n^{(2)} = 814$), $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(3)}} = 0.7659\text{cm}$ ($n^{(3)} = 868$), en $\hat{\sigma}_{\epsilon^{(4)}} = 0.4892\text{cm}$ ($n^{(4)} = 1668$). BIC=-2197. Let op: de autoregressieve parameter voor H in regime 3 is groter dan één en voldoet daarom niet aan de veronderstelling van een stationair proces!

Voor het meetinterval van zes uur is als model met één drempel geselecteerd:

$$h_t = \begin{cases} 1.0660 & +0.9949h_{t-1} & +0.9759p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 228.7\text{cm} \\ (0.3553) & (0.0019) & (0.0437) & & \\ 9.6539 & +0.9578h_{t-1} & +0.2080p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } h_{t-1} > 228.7\text{cm} \\ (2.6179) & (0.0112) & (0.0120) & & \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 2.1928\text{cm}$ ($n^{(1)} = 983$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 0.6622\text{cm}$ ($n^{(2)} = 904$). BIC=840.

Het geselecteerde model met twee drempels is bij een meetinterval van zes uur:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 0.9914 & +0.9957h_{t-1} & +1.1363p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 216.7\text{cm} \\ (0.5372) & (0.0031) & (0.0701) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} -1.7944 & +1.0076h_{t-1} & +0.7468p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 216.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 230.7\text{cm} \\ (2.8945) & (0.0128) & (0.0290) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 9.7918 & +0.9572h_{t-1} & +0.1961p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } h_{t-1} > 230.7\text{cm} \\ (3.2970) & (0.0141) & (0.0109) & \end{matrix} \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 2.5940\text{cm}$ ($n^{(1)} = 630$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 1.0451\text{cm}$ ($n^{(2)} = 508$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 0.5872\text{cm}$ ($n^{(3)} = 749$). BIC=379. Let op: de autoregressieve parameter voor H in regime 2 is groter dan één en voldoet daarom niet aan de veronderstelling van een stationair proces!

Het geselecteerde model met drie drempels is bij een meetinterval van zes uur:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 33.3661 & +0.7456h_{t-1} & & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 134.7\text{cm} \\ (7.7195) & (0.0589) & & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 3.3889 & +0.9841h_{t-1} & +1.8001p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 134.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 214.7\text{cm} \\ (1.0903) & (0.0059) & (0.1025) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} -2.7764 & +1.0120h_{t-1} & +0.7785p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } 214.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 230.7\text{cm} \\ (2.5008) & (0.0111) & (0.0284) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 9.7918 & +0.9572h_{t-1} & +0.1961p_t & +\epsilon_t^{(4)}, & \text{als } h_{t-1} > 230.7\text{cm} \\ (3.2970) & (0.0141) & (0.0109) & \end{matrix} \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 0.9561\text{cm}$ ($n^{(1)} = 212$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 2.8221\text{cm}$ ($n^{(2)} = 391$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 1.0774\text{cm}$ ($n^{(3)} = 535$), en $\hat{\sigma}_{\epsilon(4)} = 0.5872\text{cm}$ ($n^{(4)} = 749$). BIC=142. Let op: de autoregressieve parameter voor H in regime 3 is groter dan één en voldoet daarom niet aan de veronderstelling van een stationair proces!

Voor het meetinterval van twaalf uur is als model met één drempel geselecteerd:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 2.7095 & +0.9866h_{t-1} & +1.0886p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 224.7\text{cm} \\ (0.7911) & (0.0041) & (0.0568) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 16.4300 & +0.9280h_{t-1} & +0.2032p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } h_{t-1} > 224.7\text{cm} \\ (4.8693) & (0.0209) & (0.0137) & \end{matrix} \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 3.4512\text{cm}$ ($n^{(1)} = 493$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 0.8630\text{cm}$ ($n^{(2)} = 450$). BIC=1049.

Het geselecteerde model met twee drempels is bij een meetinterval van twaalf uur:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 2.7808 & +0.9871h_{t-1} & +1.4083p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 215.7\text{cm} \\ (1.1824) & (0.0069) & (0.0858) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} -3.2795 & +1.0136h_{t-1} & +0.5932p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 215.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 230.7\text{cm} \\ (4.9330) & (0.0218) & (0.0305) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 18.3884 & +0.9197h_{t-1} & +0.1737p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } h_{t-1} > 230.7\text{cm} \\ (6.3711) & (0.0273) & (0.0131) & \end{matrix} \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 3.9886\text{cm}$ ($n^{(1)} = 311$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 1.3578\text{cm}$ ($n^{(2)} = 265$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 0.7794\text{cm}$ ($n^{(3)} = 367$). BIC=891. Let op: de autoregressieve parameter voor H in regime 2 is groter dan één en voldoet daarom niet aan de veronderstelling van een stationair proces!

Het geselecteerde model met drie drempels is bij een meetinterval van twaalf uur:

$$h_t = \begin{cases} 131.3039 & +1.1894p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 130.7\text{cm} \\ (0.8014) & (0.3420) & & \\ 4.7441 & +0.9625h_{t-1} & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 130.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 146.7\text{cm} \\ (3.1430) & (0.0233) & & \\ 5.6827 & +0.9723h_{t-1} & +1.4960p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } 146.7\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 224.7\text{cm} \\ (1.7742) & (0.0088) & (0.0673) & & \\ 14.4211 & +0.9364h_{t-1} & +0.2473p_t & +\epsilon_t^{(4)}, & \text{als } h_{t-1} > 224.7\text{cm} \\ (3.3902) & (0.0146) & (0.0141) & & \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 5.7772\text{cm}$ ($n^{(1)} = 52$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 0.9877\text{cm}$ ($n^{(2)} = 77$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 3.1477\text{cm}$ ($n^{(3)} = 270$), en $\hat{\sigma}_{\epsilon(4)} = 0.9858\text{cm}$ ($n^{(4)} = 544$). BIC=943.

Voor het meetinterval van vierentwintig uur is als model met één drempel geselecteerd:

$$h_t = \begin{cases} 6.3078 & +0.9685h_{t-1} & +1.3682p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 223.8\text{cm} \\ (1.8702) & (0.0104) & (0.0841) & & \\ 12.4675 & +0.9436h_{t-1} & +0.2244p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } h_{t-1} > 223.8\text{cm} \\ (5.0963) & (0.0220) & (0.0146) & & \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 5.0926\text{cm}$ ($n^{(1)} = 189$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 1.1651\text{cm}$ ($n^{(2)} = 282$). BIC=734.

Het geselecteerde model met twee drempels is bij een meetinterval van vierentwintig uur:

$$h_t = \begin{cases} 6.3078 & +0.9685h_{t-1} & 1.3682p_t & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 223.8\text{cm} \\ (1.8702) & (0.0104) & (0.0841) & & \\ 12.0567 & +0.9452h_{t-1} & +0.2823p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 223.8\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 233.8\text{cm} \\ (7.6487) & (0.0332) & (0.0187) & & \\ 17.8479 & +0.9222h_{t-1} & +0.0832p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } h_{t-1} > 233.8\text{cm} \\ (20.7649) & (0.0884) & (0.0126) & & \end{cases}$$

De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 5.0926\text{cm}$ ($n^{(1)} = 189$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 1.2558\text{cm}$ ($n^{(2)} = 194$) en $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 0.5354\text{cm}$ ($n^{(3)} = 88$). BIC=639.

Het geselecteerde model met drie drempels is bij een meetinterval van vierentwintig

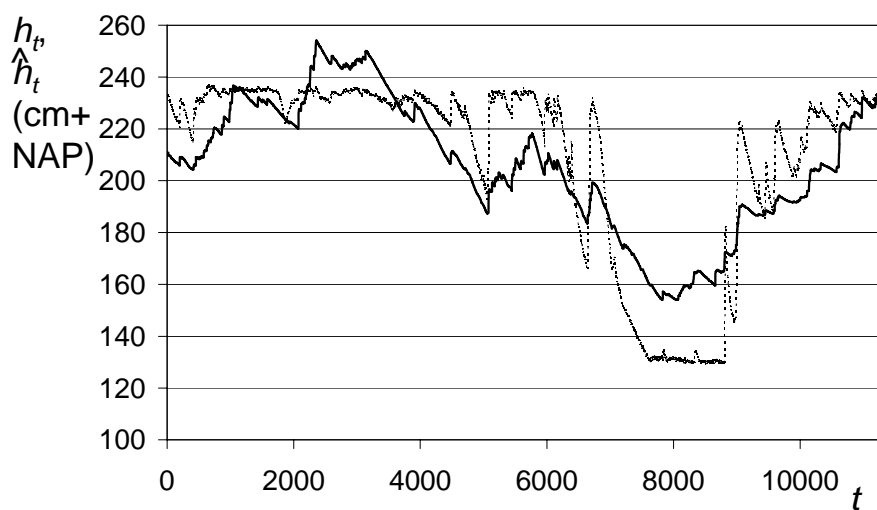
uur:

$$h_t = \begin{cases} \begin{matrix} 2361.2725 & -17.1024h_{t-1} & +\epsilon_t^{(1)}, & \text{als } h_{t-1} \leq 130.8\text{cm} \\ (614.2725) & (4.7161) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 7.8795 & +0.9608h_{t-1} & +1.4807p_t & +\epsilon_t^{(2)}, & \text{als } 130.8\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 223.8\text{cm} \\ (1.7402) & (0.0093) & (0.0699) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 12.0567 & +0.9452h_{t-1} & +0.2823p_t & +\epsilon_t^{(3)}, & \text{als } 223.8\text{cm} \leq h_{t-1} \leq 233.8\text{cm} \\ (7.6487) & (0.0332) & (0.0187) & \end{matrix} \\ \begin{matrix} 17.8479 & +0.9222h_{t-1} & +0.0832p_t & +\epsilon_t^{(4)}, & \text{als } h_{t-1} > 233.8\text{cm} \\ (20.7649) & (0.0884) & (0.0126) & \end{matrix} \end{cases}$$

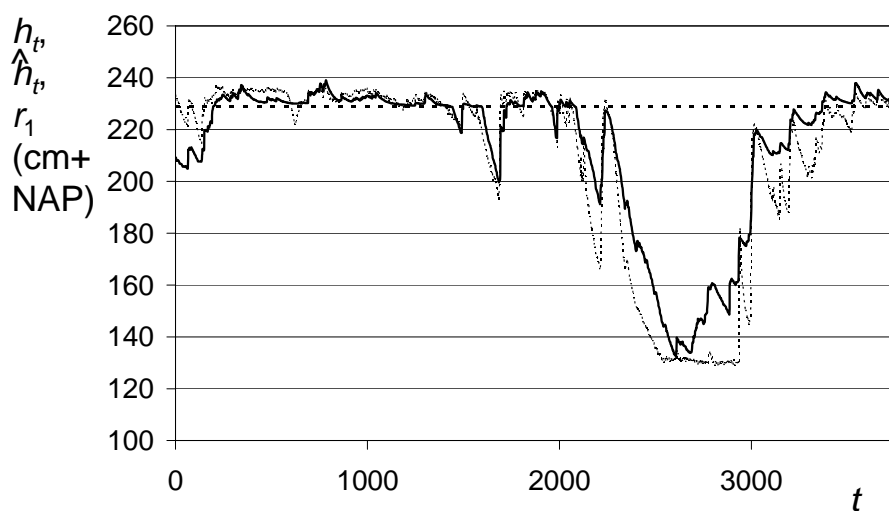
De residuele standaardafwijkingen zijn $\hat{\sigma}_{\epsilon(1)} = 7.6126\text{cm}$ ($n^{(1)} = 25$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(2)} = 3.9140\text{cm}$ ($n^{(2)} = 164$), $\hat{\sigma}_{\epsilon(3)} = 1.2558\text{cm}$ ($n^{(3)} = 194$), en $\hat{\sigma}_{\epsilon(4)} = 0.5354\text{cm}$ ($n^{(4)} = 88$). BIC=578. Let op: de waarde van de autoregressieve parameter voor H in het eerste regime voldoet niet aan de veronderstelling van stationariteit!

Bijlage B

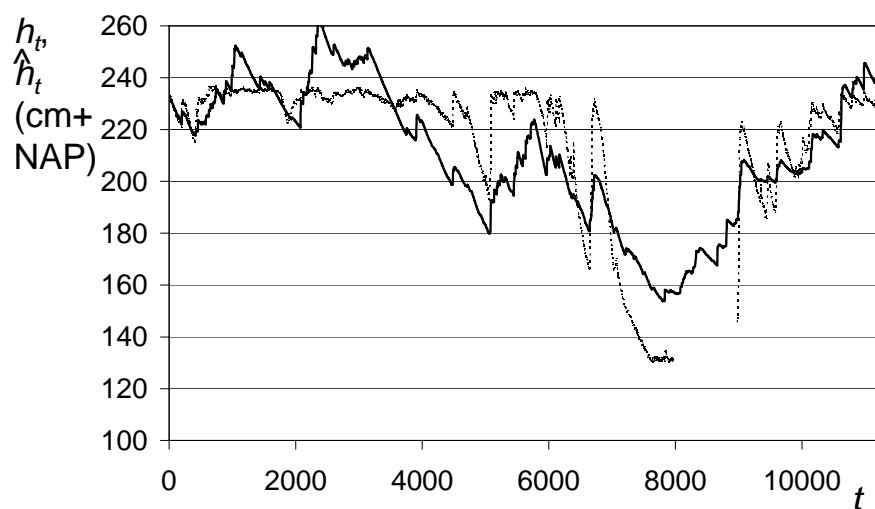
Grafische weergave van de fits van de modellen



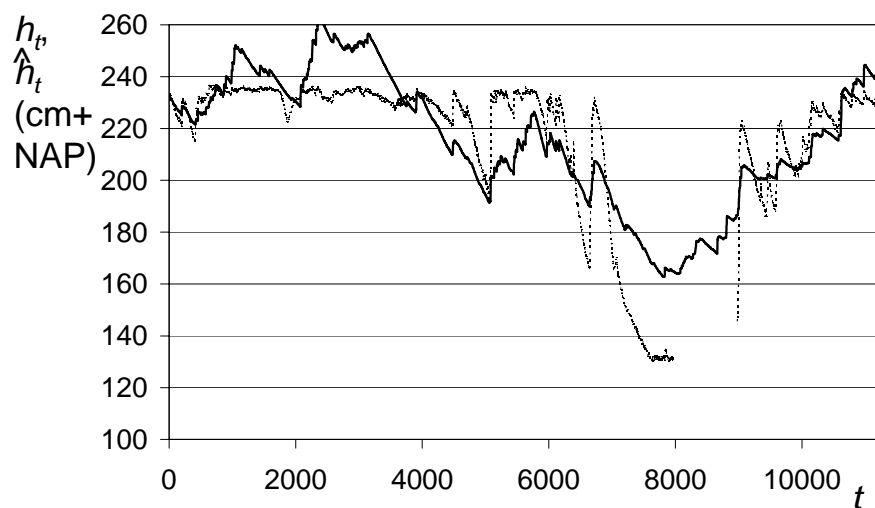
Figuur B.1. Waargenomen grondwaterstanden (stippellijn) en voorspellingen met een DR-model (vaste lijn). $t - (t - 1) = 1$ uur



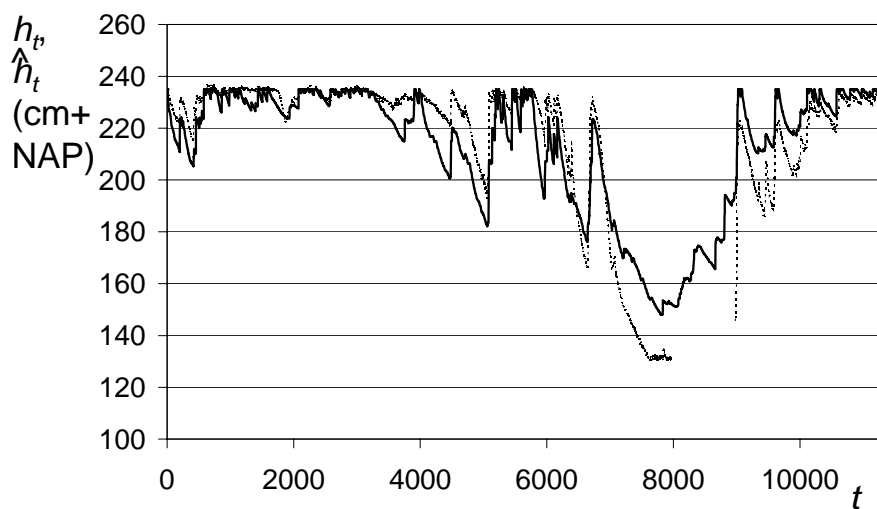
Figuur B.2. Waargenomen grondwaterstanden (stippellijn) en voorspellingen met een TARSO-model (vaste lijn) met één drempel (horizontale stippellijn). $t - (t - 1) = 3$ uur



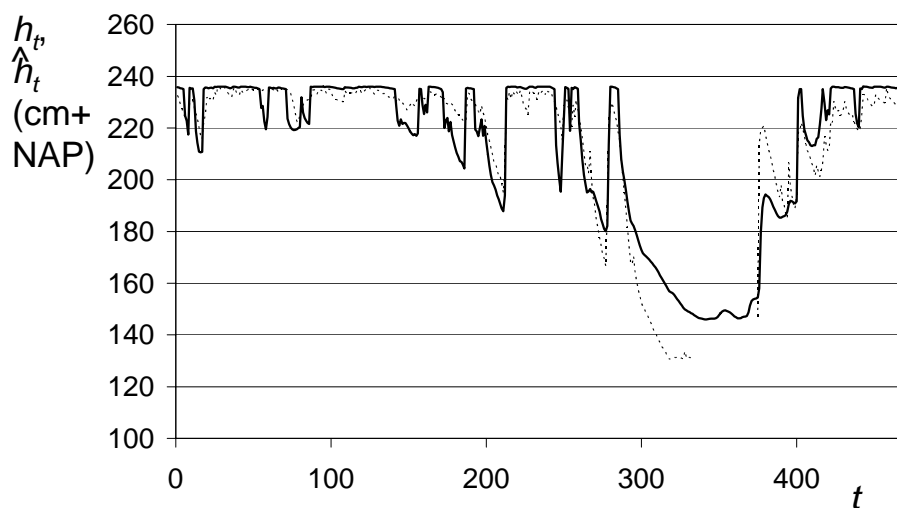
Figuur B.3. Waargenomen grondwaterstanden (stippellijn) en voorspellingen met een KALMAX-model (vaste lijn). Het model is gefit op een reeks grondwaterstanden met een meetinterval van één uur. $t - (t - 1) = 1$ uur



Figuur B.4. Waargenomen grondwaterstanden (stippellijn) en voorspellingen met een KALTFN-model (vaste lijn). Het model is gefit op een reeks grondwaterstanden met een meetinterval van één uur. $t - (t - 1) = 1$ uur



Figuur B.5. Waargenomen grondwaterstanden (stippellijn) en voorspellingen met een SSD-model (vaste lijn). Het model is gefit op een reeks grondwaterstanden met een meetinterval van 12 uur. $t - (t - 1) = 1$ uur



Figuur B.6. Waargenomen grondwaterstanden (stippellijn) en voorspellingen met een SWAP-model (vaste lijn). Het model is gefit op een reeks grondwaterstanden met een meetinterval van één dag. $t - (t - 1) = 1$ dag